

2

2ej

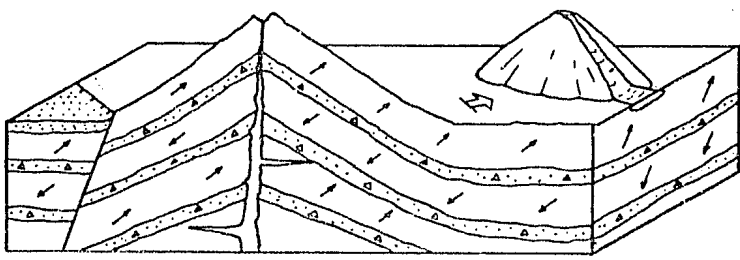
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA

" ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA DE LA PIEDAD DE CABADAS
Y PALEOMAGNETISMO DEL NORTE DEL ESTADO DE MICHOACAN "



TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO
PRESENTAN

Iván Alor Ortiz

Jesús Uribe Luna



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



VERDAD NACIONAL
AUTOMA

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección
60-I-261

Señores ALOR ORTIZ IVAN Y
URIBE LUNA JESUS.
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Profr. Ing.-Gilberto Silva Romo, para que lo desarrollen como tesis para su Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOLOGO.

"ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA DE LA PIEDAD DE CABADAS Y
PALEOMAGNETISMO DEL NORTE DEL ESTADO DE MICHOACAN"

RESUMEN.

- I INTRODUCCION.
 - II FISIOGRAFIA.
 - III GEOMORFOLOGIA.
 - IV PALEOMAGNETISMO.
 - V ESTRATIGRAFIA.
 - VI TECTONICA.
 - VII GEOLOGIA ECONOMICA.
 - VIII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.
- BIBLIOGRAFIA.

Ruego a ustedes se sirvan tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, deberán prestar Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses como - - requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así -- como de la disposición de la Coordinación de la Administración - Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de los - ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F., Diciembre 2 de 1985.

EL DIRECTOR

Dr. Octavio A. Rascón Chávez

CAPITULOS

RESUMEN

- I. - INTRODUCCION
- II. - FISIOGRAFIA
- III. - GEOMORFOLOGIA
- IV. - PALEOMAGNETISMO
- V. - ESTRATIGRAFIA
- VI. - TECTONICA
- VII. - GEOLOGIA ECONOMICA
- VIII. - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFIA

C O N T E N I D O

	Pág.
I. - INTRODUCCION	1
I. a. Objetivos	2
I. b. Método de trabajo	3
I. c. Ubicación	5
I. d. Localización	6
I. e. Vías de comunicación	8
I. f. Clima	11
I. g. Vegetación	12
I. h. Antecedentes generales	13
II. - FISIOGRAFIA	18
II. a. Fisiografía del área de estudio	18
II. b. Orografía	22
II. c. Hidrografía	24
III. - GEOMORFOLOGIA	26
III. a. Generalidades	26
III. b. Geomorfología del área	27
III. c. Morfometría	31

	Pág.
IV. - PALEOMAGNETISMO	40
IV.a. Introducción e importancia del paleomagnetismo	40
IV.b. Campo magnético terrestre	44
IV.c. Campo magnético inducido	51
IV.d. Minerales magnéticos	53
IV.e. Campo magnético remanente	59
IV.f. Paleomagnetismo y cambios de polaridad	61
IV.g. Componentes magnéticos	66
IV.h. Técnicas de muestreo	69
IV.i. Técnicas de medición	73
IV.j. Procedimientos de desmagnetización	76
IV.k. Magneto estratigrafía	79
IV.l. Cálculo de posiciones polares	85
IV.m. Sitios trabajados	87
IV.n. Resumen y deriva polar	155
V. - ESTRATIGRAFIA	160
V.a. Estratigrafía volcánica	160
V.b. Unidades litológicas	163
V.c. Columna estratigráfica	187

	Pág.
VI. - TECTONICA	191
VI.a. Geología estructural del área	191
VI.b. Análisis estadístico de las estructuras	199
VI.c. Tectónica	203
VII. - GEOLOGIA ECONOMICA	214
VII.a. Recursos Geotérmicos	214
VII.b. Zona Geotérmica Los Negritos	218
VII.c. Zona Geotérmica Ixtlán de Los Hervores	221
VII.d. Sitios Térmicos	225
VII.e. Recursos Minerales	227
VII.f. Bancos de Material	228
VIII. -CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	233
CONCLUSIONES	233
VIII.a. Geomorfológicas	233
VIII.b. Paleomagnéticas	233
VIII.c. Litológicas y estratigráficas	234
VIII.d. Estructurales y tectónicas	234
VIII.e. Económicas	235
VIII.f. Recomendaciones	235
BIBLIOGRAFIA	237

R E S U M E N

El área se encuentra ubicada en la porción centro-occidental del país, al norte del Estado de Michoacán y al sur de La Piedad de Cabadas.

Constituye parte de la región volcánica de Michoacán-Guanajuato, dentro de la provincia fisiográfica "Meseta neovolcánica" de origen endógeno -- volcánico, presenta importantes depósitos recientes de origen lacustre.

Se define la curva de deriva polar para el Pleistoceno Medio y Tardío con base en los estudios paleomagnéticos de trece sitios, en la evolución morfológica de las estructuras volcánicas y en fechamientos previos por carbono 14. Las rocas del área cubren un rango desde el Mioceno Superior - al Reciente; las más abundantes son las volcánicas de composición andesítico-basálticas.

Las estructuras presentes son fallas de tipo normal con altos valores de salto; las de orientación E-W y NE-SW, de edad Plioceno Tardío y Pleistoceno Temprano y las de orientación NW-SE del Pleistoceno facilitaron el desarrollo de centros efusivos cuyo origen está relacionado a la subducción de las Placas de Cocos y Rivera bajo la Placa Norteamericana. La edad reciente de las estructuras y la actividad volcánica contribuyen al emplazamiento de reservorios geotérmicos que constituyen zonas potenciales como las de Los Negritos e Ixtlán.

INTRODUCCION.

Dentro del contexto geológico de México, las rocas ígneas tienen una importancia relevante principalmente en el aspecto económico ya que contribuyen al emplazamiento de materias primas, mineralizaciones, estructuras y fuentes de energía necesarios para el desarrollo del país.

Así pues, el estudio de las rocas ígneas extrusivas contribuyen no solo aportando datos y conocimientos científicos sino también de carácter económico que repercuten directamente en nuestra sociedad.

En el caso particular de México, el llamado "Eje Neovolcánico" presenta amplias perspectivas de trabajos en un futuro inmediato y los estudios de carácter local permitirán establecer juicios deductivos, razonamientos que permitirán definir un modelo evolutivo para esta región de México. Solo a partir de datos de geología de detalle se podrá extrapolar y extender la información hacia áreas cercanas, de ésta forma se podrá establecer un modelo tectónico más acertado.

I. a. OBJETIVOS.

El presente trabajo está enfocado al estudio de las rocas que constituyen el llamado "Eje Neovolcánico", particularmente a las rocas ígneas extrusivas relacionadas con la actividad volcánica de la parte norte del Estado de Michoacán.

Se pretende lo siguiente:

Definir la estratigrafía volcánica y la geología estructural del área mediante morfometría, petrografía, geoquímica y paleomagnetismo de las unidades litológicas para expresarlas en una cartografía detallada escala 1: 100,000.

Obtener la curva de deriva polar para la región.

Contribuir con los trabajos de convenio que la Facultad realiza con otras instituciones a través de la materia de Geología de Campo Avanzada.

Proponer zonas potenciales para la prospección de energía geotérmica.

Si bien este trabajo es a nivel local, permitirá establecer una interpretación del volcanismo que contribuya al estudio de esta región de México.

I. b. - METODO DE TRABAJO.

En el presente trabajo se procedió de acuerdo a un programa consistente en dos partes fundamentales que son: trabajos con métodos directos y con métodos indirectos.

Dentro de los trabajos con métodos directos se tiene:

- Trabajo de campo. Que consistió en recorridos y caminamientos del área de estudio cubriendo aproximadamente 2,000 Km².
- Muestreo sistemático. Que consistió en la obtención de núcleos de roca mediante una perforadora portátil con broca de diamante impregnado.
- Muestreo de diferentes unidades litológicas. Que consistió en la obtención de muestras de mano para su estudio petrográfico.
- Fotografías del área. Que consistió en la obtención de fotografías de aparatos y estructuras volcánicas del área de estudio.
- Estudios petrográficos. Petrografía de las unidades muestreadas.
- Estudios paleomagnéticos. Estudios de laboratorio de los núcleos recolectados dentro del área y en zonas adyacentes.
- Estudios de interpretación. Elaboración gráfica de los datos obtenidos y su interpretación paleomagnética.
- Integración. Consistió en integrar la información geológica en una cartografía detallada escala 1: 50,000, la cual se redujo a una escala - -

1: 100,000 para obtener un original.

Dentro de los trabajos con métodos indirectos se tiene:

- Interpretación de fotografías aéreas. Interpretación de fotografías aéreas 1: 50,000 previamente al trabajo de campo.
- Interpretación de imágenes de satélite. Interpretación de imágenes de satélite No. 58 B/N Lsat bandas 5 y 7, de acuerdo a la nomenclatura usada por la D.G.G.
- Reinterpretación de fotografías aéreas. Reinterpretación posteriormente al trabajo de campo para su vaciado sobre una base topográfica.

El análisis morfométrico, las relaciones observadas en campo y los datos de algunas rocas fechadas permiten establecer una correlación y una determinación de la posición estratigráfica de las rocas extrusivas.

El paleomagnetismo constituye una herramienta que permite apoyar la columna estratigráfica propuesta.

I. c. - UBICACION.

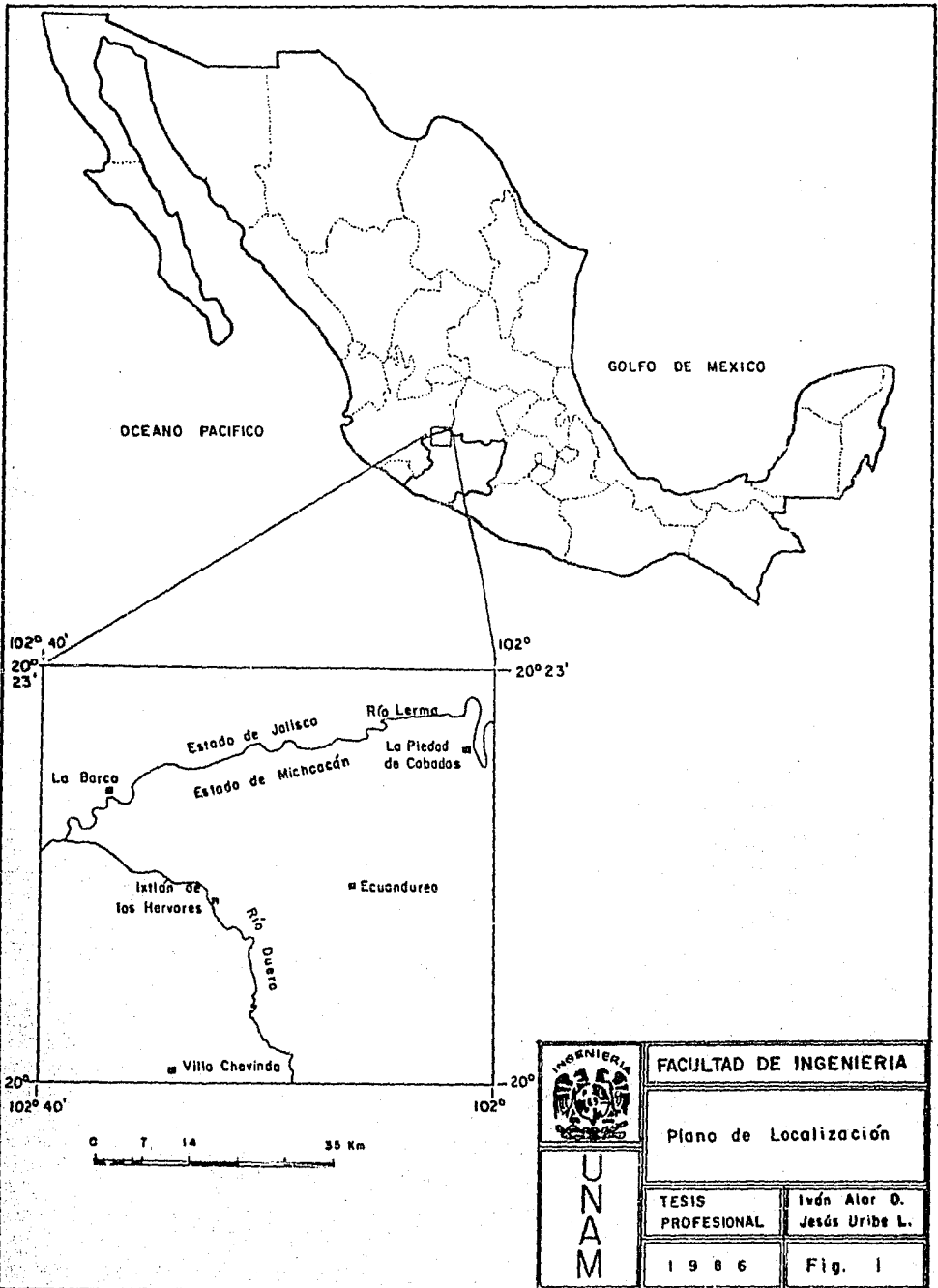
El área de estudio se encuentra ubicada en la porción centro-occidental del país, en la parte norte del Estado de Michoacán y en los límites con el Estado de Jalisco, a lo largo del Río Lerma.

Dentro del área se encuentran los municipios de Briseñas de Matamoros, Chavinda, Churintzio, Ecuandureo, Ixtlán, Numurán, Pajacuarán, La Pidad, Tangamandapio, Tanhuato, Tlazazalca, Venustiano Carranza, - - - Villamar, Vista Hermosa, Yurécuaro, Zamora y Zináparo. En general la zona se caracteriza por un importante movimiento comercial, agrícola y ganadero, siendo las principales poblaciones La Pidad de Cabadas, Yurécuaro, Vista Hermosa de Negrete, Pajacuarán y Villa Chavinda.

I.d. - LOCALIZACION

El área se encuentra limitada al norte por el paralelo $20^{\circ} 23'$ de latitud norte; al sur por el paralelo $20^{\circ} 00'$ de latitud norte; al oeste por el meridiano $102^{\circ} 40'$ de longitud oeste y al este por el meridiano $102^{\circ} 00'$ de longitud oeste cubriendo una área aproximada de 2,000 kilómetros cuadrados. (fig. 1) Los límites naturales son: hacia el norte, el curso del Rfo Lerma; hacia el oeste las planicies lacustres de la Ciénaga de Chapala y las planicies fluviales del Rfo Duero; hacia el este las planicies fluviales del Rfo Lerma y los altos topográficos del Cerro Grande y Cerro La Palma; hacia el sur las planicies lacustres y fluviales del norte de la ciudad de Zamora.

Abarca las hojas F-13-D-88 "Villa Chavinda", F-13-D-89 "Ecuandureo" y la mitad meridional de las hojas F-13-D-78 "Vista Hermosa" y F-13-D-79 "La Piedad de Cabadas" escala 1: 50,000 editadas por D.G.G. y se localiza en la parte sur-oriental de la carta F-13-12 "Guadalajara" escala 1: 250,000.



I.e. - VIAS DE COMUNICACION

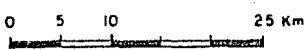
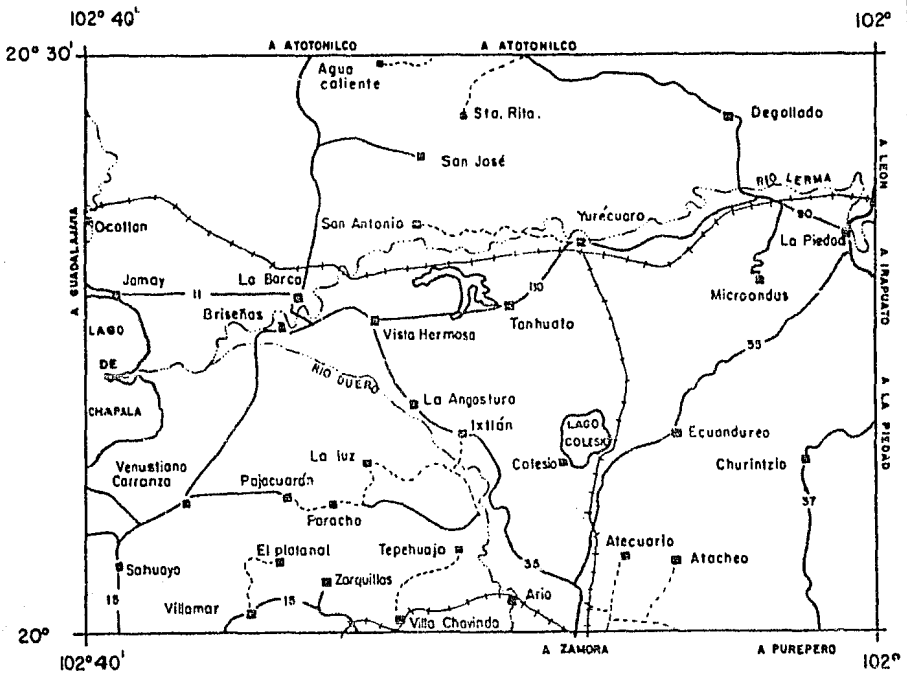
El área de estudio se encuentra comunicada por vía terrestre a través de carreteras federales y estatales como son las siguientes: La carretera Federal número 15 comunica a la Ciudad de México con la Cd. de Guadalajara así como a las Ciudades de Morelia y Zamora y a las poblaciones Villamar y Villa Chavinda; la carretera Estatal 16 une a Zamora con Vista Hermosa; la carretera Federal 35 comunica a la Cd. de Zamora con las poblaciones Ecuandureo, La Piedad, Ixtlán de los Hervores y Vista Hermosa; la carretera Estatal 37 une a la Piedad de Cabadas con Lázaro Cárdenas.

La carretera Federal 90 comunica a las poblaciones Yurécuaro y La Piedad de Cabadas; la 110 comunica a las poblaciones Vista Hermosa, Venustiano Carranza y Pajacuarán.

De estas carreteras emanan terracerías y brechas en buen estado y transitables todo el año que comunican a poblaciones de menor importancia. El área se encuentra comunicada por vía telefónica y telegráfica así como por vía aérea con aeródromos para aviones de baja autonomía con las ciudades de Jiquilpan y Morelia.

Las comunicaciones por vía férrea son las líneas de ferrocarril que van de Zamora a Yurécuaro de donde se bifurca hacia la Piedad y hacia

Guadalajara, otra línea va de Zamora a los Reyes pasando por Villa --
Chavinda comunicando la parte sur del área (fig. 2).



ESC 1: 500,000

LEYENDA

- POBLACION
- CARRETERA
- TERRACERIA
- FERROCARRIL
- RIO
- LAGO
- AERODROMO



FACULTAD DE INGENIERIA

Vías de Comunicación

TESIS
PROFESIONAL

Iván Alor O.
Jesús Uribe L.

1986

Fig. 2

I. f. - CLIMA

De acuerdo con la clasificación de climas hechas por Köppen y modificada por García (1964) la región presenta dos tipos de climas de carácter semicálido; el clima gradúa de semicálido subhúmedo a cálido subhúmedo de oeste a este y la parte occidental presenta el clima menos húmedo de los semicálidos, con una precipitación media anual de 700 mm. registrándose la mayor incidencia de lluvias en el mes de julio. La parte oriental presenta las precipitaciones más altas en julio y agosto con valores promedio de 800 mm.

La temperatura del mes más frío (enero) es de 18°C y la del mes más caliente es de 22°C (junio). En general para la zona de estudio se considera un clima semicálido subhúmedo con temperatura media de 20°C y precipitación media de 800 mm. anuales, según los datos presentados en la siguiente tabla.

LOCALIDAD	ALTITUD (m. s. n. m.)	CLIMA	PRECIPITACION (mm)	TEMPERATURA (°C)
Buenavista	328	Seco-cálido	745.2	26
Chavinda	1,570	Templado	800	21.3
Churintzio	1,800	Templado	800	21.3
Ecuandureo	1,540	Templado	800	21.8
Ixtlán	1,535	Templado	800	21
Pajacuarán	1,526	Templado	700	16.4
La Piedad	1,675	Templado	700	19.5
Venustiano C.	1,524	Templado	700	16.4
Villamar	1,540	Templado	900	17.9
Vista Hermosa	1,545	Templado	800	20
Yurécuaro	1,540	Templado	700	21

I. g. - VEGETACION

La abundancia y tipo de vegetación en el área está directamente relacionada con el clima y la topografía.

Los altos topográficos como son la Sierra de Pajacuarán, Cerro Grande, Cerro Microondas, Cerro Zináparo y las sierras del norte del área presentan una vegetación de arbustos, encinos, zacateras y bosques caducifolios; los cardonales, nopales y otras cactáceas, pino de ocote, oyameles y encinos se presentan en las partes intermedias mientras que en las partes bajas como las planicies de la Ciénaga de Chapala, las planicies del norte de la Cd. de Zamora y del Lago Colesio presentan vegetación de tipo chaparral y matorrales subtropicales así como áreas de pastizales.

Las partes bajas y planas presentan suelos propicios para el cultivo de la región que puede ser de riego, de temporal y nómada.

PRINCIPALES COMPONENTES DE LA VEGETACION

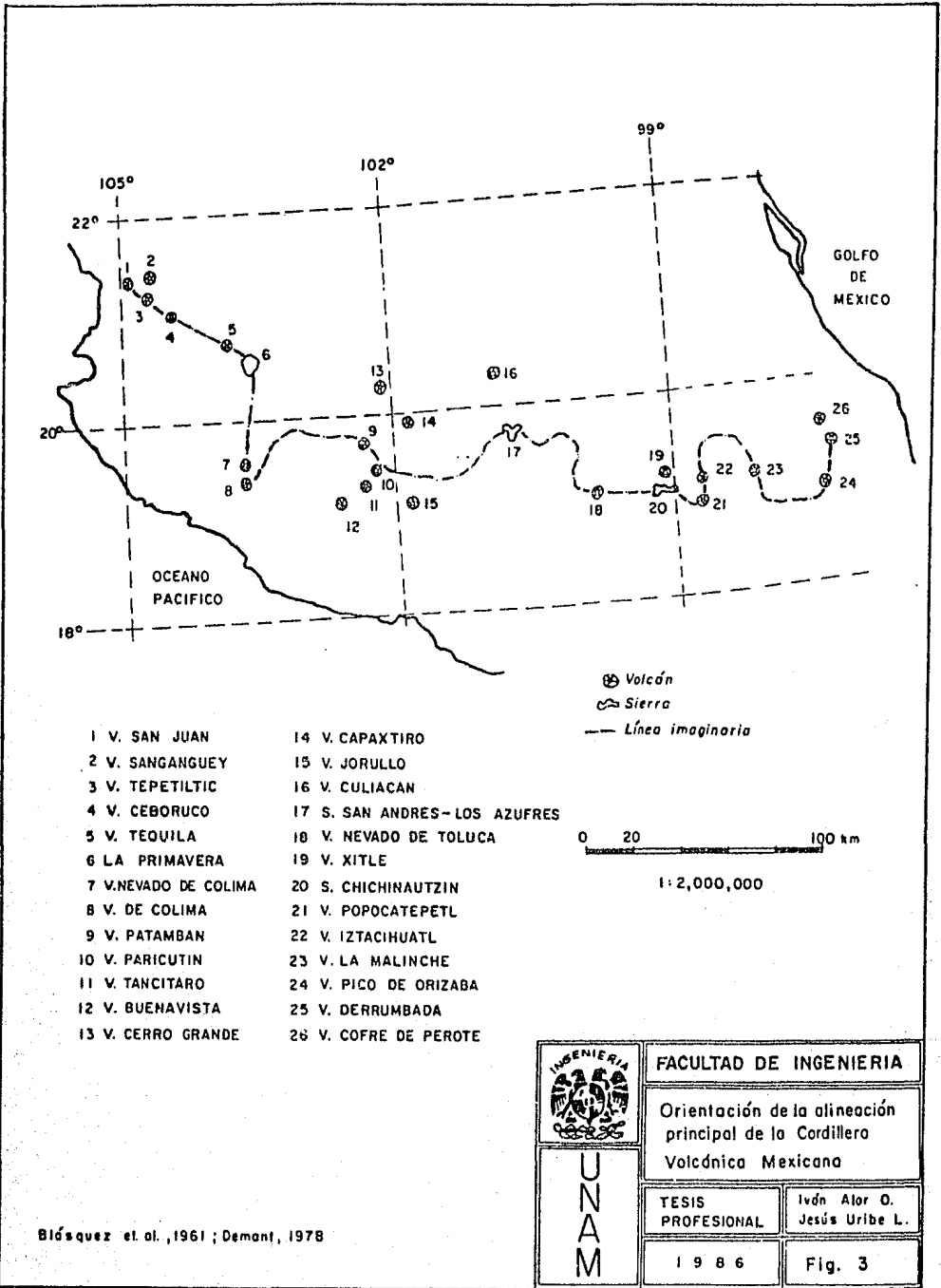
<u>Nombre Científico</u>	<u>Nombre Común</u>
Quercus	Encino, Roble
Ipomoea spp	Casahuate
Bursera spp	Capelillo, Copal
Eysenhardtia polistochya	Vara Dulce
Acacia pennatula	Tepame
Forestiera spp	Acebuche
Mimosa spp	Uña de Gato
Opuntia spp	Nopal
Lysiloma spp	Tepeguaje
Mirtillocactus geometrizzans	Garambullo

I. h. - ANTECEDENTES GENERALES

El área de estudio se encuentra dentro de lo que Sánchez (1935) llamó Eje Volcánico, marcado por grandes expresiones topográficas como son los volcanes de Colima, Tancítaro, Nevado de Toluca, Popocatepetl, Citlaltépetl, Orizaba y Cofre de Perote que sobresalen de entre las zonas escarpadas. El término de Eje Volcánico se refiere a una alineación general más o menos sinuosa de carácter volcánico tomando en cuenta el parteaguas principal de ese sistema montañoso (fig. 3).

Robles (1942) utilizó el término de Cordillera Neovolcánica y Blásquez (et. al., 1961) propuso que se denominara Serranía de Anáhuac, para referirse a un espacio de terreno compuesto por montañas y sierras (del latín serra) no muy elevadas en la región de Anáhuac, aunque dicha región abarca también la Meseta Central. Mooser (1968) utilizó el término de Cinturón Volcánico Mexicano y también fue utilizado por Robin (1982). Más tarde Mooser (1975) utilizó el término de Faja Volcánica Transmexicana refiriéndose a una zona amplia de origen volcánico que va de un extremo a otro de la República.

Demant (1978) aplicó el término de Eje Neovolcánico Transmexicano retomando las ideas de Sánchez y Mooser. Por otro lado, Flores (1980) utilizó el término de Faja Volcánica Transmexicana. Algunos otros autores recientemente han estado utilizando el término de Eje Neovolcáni



- | | |
|-----------------------|------------------------------|
| 1 V. SAN JUAN | 14 V. CAPAXTIRO |
| 2 V. SANGANGUEY | 15 V. JORULLO |
| 3 V. TEPETILIC | 16 V. CULIACAN |
| 4 V. CEBORUCO | 17 S. SAN ANDRES-LOS AZUFRES |
| 5 V. TEQUILA | 18 V. NEVADO DE TOLUCA |
| 6 LA PRIMAVERA | 19 V. XITLÉ |
| 7 V. NEVADO DE COLIMA | 20 S. CHICHINAUTZIN |
| 8 V. DE COLIMA | 21 V. POPOCATEPETL |
| 9 V. PATAMBAN | 22 V. IZTACIHUATL |
| 10 V. PARICUTIN | 23 V. LA MALINCHE |
| 11 V. TANCITARO | 24 V. PICO DE ORIZABA |
| 12 V. BUENAVISTA | 25 V. DERRUMBADA |
| 13 V. CERRO GRANDE | 26 V. COFRE DE PEROTE |

☉ Volcán
 ~ Sierra
 - Línea imaginaria

0 20 100 km
 1:2,000,000

Blószquez et al., 1961; Demant, 1978

 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Orientación de la alineación principal de la Cordillera Volcánica Mexicana	
TESIS PROFESIONAL	Ivón Alor O. Jesús Uribe L.	
1986	Fig. 3	

co, sin embargo éste y los términos anteriores han sido utilizados por muchos autores como son: Williams (1950), Wilcox (1954) en estudios sobre el Paricutín, Ceyne y Fries (1963) en el Sector de Pachuca, Gunn y Mooser (1970), Negendank (1972) en el Valle de México, Bloomfield (1974) y Villaseñor (1974) en el Nevado de Toluca, Gunn y Mooser (1970) en la región de Guadalajara, Demant y Robin (1975) quienes definen el carácter calco-alcalino así como la edad del Eje Neovolcánico.

Otros trabajos sobre el Eje Neovolcánico fueron hechos por: Urrutia y Del Castillo (1977), González (1978), Chavez y Betancourt (1978), Demant (1978), Serrano (1979), Demant (1979), Wood (1979), Settle (1979), - - Rosas (1981), Nixon (1982), Hasenaka y Carmichael (1985), Lugo (1985).

Cabe hacer notar que dada la importancia del estudio de la geología de ésta región de México, es necesario definir la terminología que esté de acuerdo con aquella para utilizarla en adelante ya que la existente parece un tanto ambigua.

En primer lugar se puede decir que ésta región de México no es una sierra individualizada que constituya una unidad por sí sola, sino que consiste en un complicado conjunto de sierras de diferentes orientaciones y características.

Su orientación singular y diferente respecto a los lineamientos tectóni-

cos de México, su edad y sus diferencias de composición de oeste a este hacen necesario definir una terminología adecuada. Si nos referimos a -- las raíces griegas y latinas, el término de Cordillera Volcánica Mexicana parece estar adecuado. Cordillera, (del latín Chor de llária) significa -- una serie de montañas enlazadas entre sí, cuyo conjunto define una indivi dualidad geográfica.



La superficie de la República Mexicana está formada en gran parte por -- rocas ígneas, aproximadamente un 30% y se estima que el 80% debe su -- origen al paleovolcanismo (Blásquez et. al., 1961).

Por su disposición transversal composición y límites aún no muy bien de-- finidos queda ubicada dentro de un contexto geográfico y geológico de Méxi co, por lo tanto el término de Cordillera Volcánica Mexicana se refiere -- propiamente a un conjunto de montañas unidas y relacionadas entre sí, -- cuya composición, en formación y estructura geológica, presenta caracte-- res comunes que permiten delimitarla y separarla de otras Cordilleras. (fig. 4).


En este trabajo se propone pues utilizar, por fines prácticos, el térmi-- no de Cordillera Volcánica Mexicana o C.V.M. con el único fin de refe-- rirse a algo concreto y definido y sin pretender cambiar la terminología que impropia mente ha sido utilizada en la literatura geológica.

OCEANO
PACIFICO

GOLFO DE MEXICO

-  Area de estudio
-  Rocas de la Cordillera Volcánica Mexicana

D.G.G., 1981

 INGENIERIA	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Distribución de rocas de la Cordillera Volcánica	
UNAM	TESIS . PROFESIONAL	Iván Ator O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 4

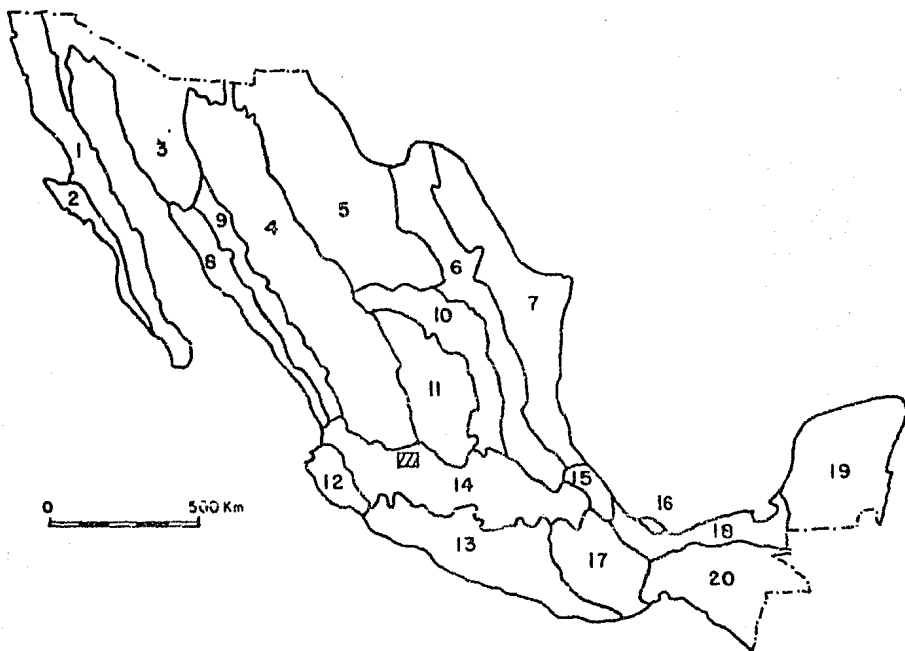
II. - FISIOGRAFIA

II.a. -FISIOGRAFIA DEL AREA DE ESTUDIO.

El área se encuentra dentro de la provincia fisiográfica denominada -- "Meseta Neovolcánica" por Raisz (1964) quien la define como una meseta de tierras de niveles altos, de suelos fertilizados por volcanes que - sobresalen de cuencas rellenas de cenizas, casi todos extintos y en diferentes estados erosión. Esta provincia está limitada por las provincias de llanuras del Pacífico, Sierra Madre Occidental, Meseta Central, - - Sierra Madre Oriental, Sierra Madre del Sur, Tierras Altas de Oaxaca y Llanura costera del Golfo; hacia el oeste llega el Oceano Pacífico y - hacia el este llega al Golfo de México (fig. 5).

El área de estudio está compuesta por grandes sierras de origen volcánico, coladas lávicas, conos aislados, escudo volcanes, estrato-volcanes, cenizas y sedimentos de planicies y se encuentra abarcando los -- límites de dos subprovincias fisiográficas según la carta fisiográfica - "Guadalajara" escala 1:1,000,000 editada por D.G.G.. Estas dos subprovincias son: La Subprovincia de Chapala Núm. 53 y la Subprovincia de Sierras y Bajíos Michoacanos Núm. 54.


Dentro de la Subprovincia 54 quedan comprendidos los grandes volcanes de la provincia volcánica de Michoacán como son el Cerro Zináparo, C. Grande, C. Microondas, C. Tacari y otros que constituyen una topoforo



- 1.- Baja California.
- 2.- Tierras bajas de Baja California.
- 3.- Montañas Sepultadas.
- 4.- Llanura Costera de Sinaloa y Nayarit.
- 5.- Cordillera de Pie de Monte.
- 6.- Sierra Madre Occidental.
- 7.- Sierras y Cuencas.
- 8.- Sierras Transversales.
- 9.- Sierra Madre Oriental.
- 10.- Meseta Central.
- 11.- Llanura Costera del Golfo.
- 12.- Vertiente.
- 13.- Tuxtlas.
- 14.- Meseta Neovolcánica.
- 15.- Tierras Altas del Norte.
- 16.- Sierra Madre del Sur.
- 17.- Tierras Altas de Oaxaca.
- 18.- Tierras Altas de Chiapas.
- 19.- Plataforma Yucateca.

Area de estudio.

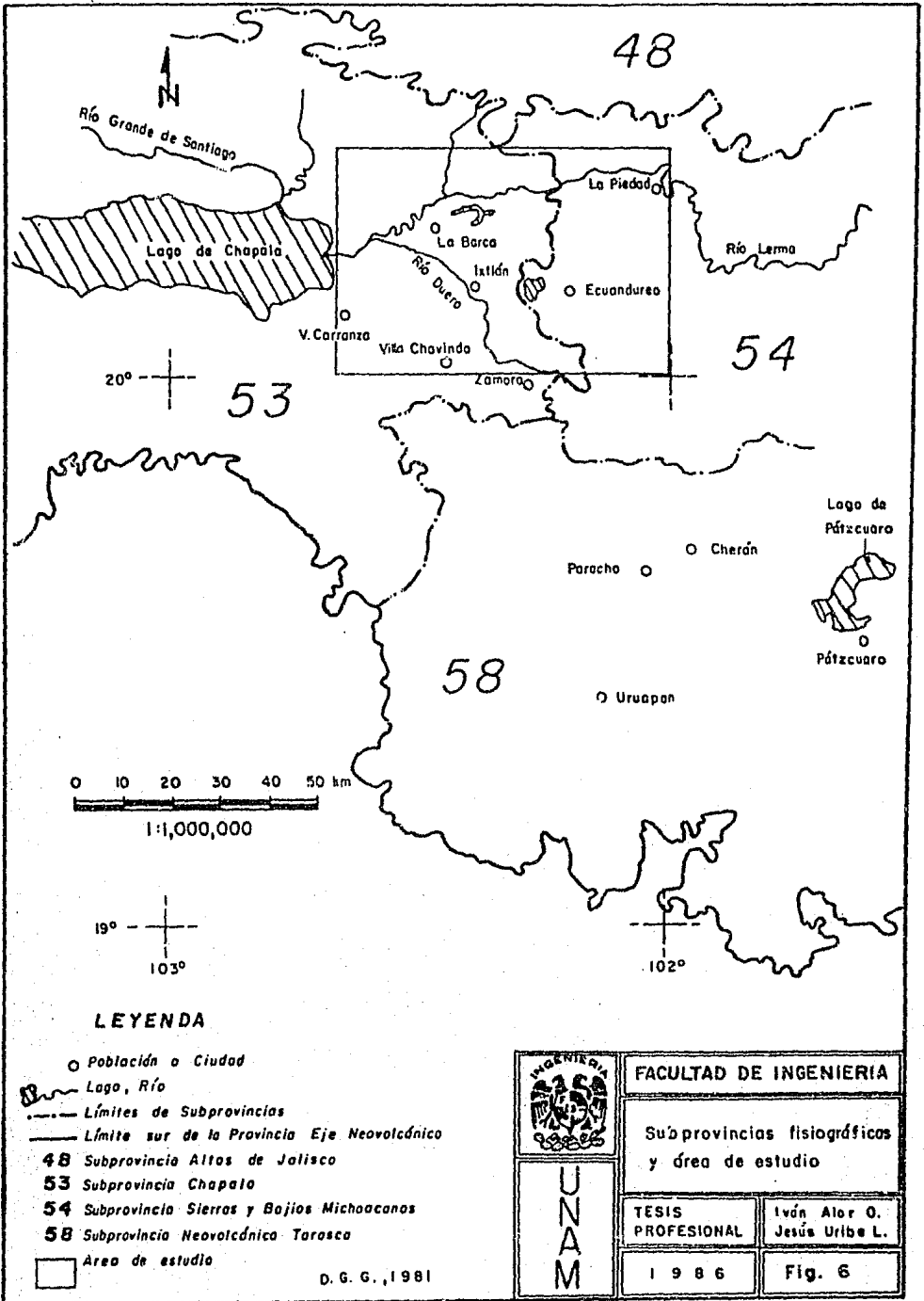
Raisz, 1964

 INGENIERIA 1929	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Provincias Fisiográficas	
UNAM	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 5

ma de Sierra formada por asociaciones de lomeríos, malpais y volcanes de laderas tendidas cuya continuidad se ve cortada por grandes escalones de origen tectónico de orientaciones E-W, NE-SW y NW-SE.

Dentro de la Subprovincia Núm. 53 se encuentra la Sierra de Pajacuarán y los aparatos volcánicos de Villa Chavinda e Ixtlán de los Hervores, las planicies de Zamora, de Ixtlán y la Ciénaga de Chapala que constituyen -- topoformas de sierras con laderas de escarpe de falla y escudo-volcanes delimitados por llanuras de fases inundable y salina con asociaciones de lomeríos y meseta. La Subprovincia de Chapala está caracterizada por -- fallamientos con manifestaciones volcánicas y fosas tectónicas; el volca-- nismo se desarrolló a lo largo de algunas líneas de fallas y levantó las -- sierras que bordean el lago. El resultado es un paisaje de origen unitario pero de morfologías combinadas que aportan una notable singularidad a la subprovincia, que se reparte entre los estados de Michoacán y Jalisco.

Estas dos subprovincias están limitadas al norte por la Subprovincia Altos de Jalisco Núm. 48 y al sur por la Subprovincia Neovolcánica Tarasca - - Núm. 58 (fig. 6).



II. b. -OROGRAFIA

El paisaje presente en ésta región es resultado de una complejidad orográfica debido a la actividad volcánica, grandes cuerpos volcánicos - - sobresalen entre sierras y lomeríos que estan delimitadas por grandes llanuras y planicies lacustres con orientaciones definidas.

La región está compuesta por grandes aparatos volcánicos que forman cadenas montañosas, montes y lomas aisladas, conos cineríticos alineados, mesetas de derrames lávicos, valles y planicies lacustres y antiguos valles rellenos de cenizas volcánicas.

Hacia la parte norte se tiene un sistema orográfico de patrón estructural aproximadamente E-W afectado por sistemas de fracturas que desarrollan grandes barrancas longitudinales. Este sistema es visible en la Sierra de Pajacuarán y en la Sierra del Cerro Cabrero, la primera presenta su altura máxima en el Cerro El Muerto de 2,278 m. y en el - - Cerro El Bordo de 1,960 m. s.n.m. Las asociaciones volcánicas están limitadas por grandes escalones de origen tectónico de orientaciones - NW-SE y E-W, estos escarpes delimitan el Lago y la Ciénaga de Chapala que presta una altitud media de 1,600 m. s.n.m. Otras sierras más jóvenes están también en patrones de alineamientos en direcciones generales NW-SE y consisten en cuerpos volcánicos y derrames sobrepuestos a otros cuerpos volcánicos como son el Cerro El Encinal de 2,215 m.

Cerro Blanco de 2, 280 m., Cerro Grande de 2, 570 m., Cerro Tacari de 2, 500 m., Cerro La Palma de 2, 350 m. y Cerro Microondas de 2, 510 m.

También están presentes otras expresiones topográficas de menor altura como son: Cerro Prieto de 2, 000 m., Cerro La Bolita de 2, 010 m., Cerro La Ceniza de 1, 820 m., Cerro Picachos de 1, 880 m., Cerro - - Cercado de 1, 870 m., Cerro El Fraile de 1, 850 m., Cerro Los Nogales de 2, 050 m., Cerro El Platanal de 1, 880 m., Cerro La Gallinas de 2, 470 m., Cerro La Cantera de 2, 700 m., Cerro Las Cruces de 2, 120 m., Cerro Pelón de 2.030 m., Cerro La Trompeta de 1, 880 m., y - - otros cerros menores cuyas alturas fluctúan entre 1, 600 y 1, 800 metros.

II. c. -HIDROGRAFIA

En la región están presentes numerosos arroyos intermitentes que durante los meses de lluvia drenan sus aguas junto con los arroyos perennes hacia las cuencas de los Ríos Duero y Lerma de los que son tributarios, siendo estos las corrientes hidrológicas más importantes del área de estudio; Los Ríos Duero y Lerma constituyen parte del sistema hidrológico Lerma-Río Grande de Santiago-Chapala.

Hacia la parte occidental, arroyos como La Melonera, El Coruco, y las Calles son tributarios del Río Duero que corre a lo largo del Valle de Zamora e Ixtlán y cuyas aguas son utilizadas en el distrito de riego de la Ciénaga de Chapala número 24. Arroyos como El Muerto, El Varal, y Hondo descargan sus aguas en lagos naturales pequeños y aislados como La Alberca cerca del poblado El Platanal.

Hacia la parte norte los arroyos Las Mujeres, Los Caseajos, El Tejón, Las Limas, Andaricua, El Domingo y otros, son tributarios del Río Lerma el cual cruza la región de E a W a partir de la planicie de la Piedad de Cabañas a la planicie de Yurécuaro y se une al Río Duero al oeste de La Barca para descargar en el Lago de Chapala.

En la parte central del área los arroyos La Alberca, Madres, La Soledad, Palo Dulce, Barranca Honda, Seco, Tizate, La Colorada, Guacama

to, La Viznaga, La Olla, Fco. Herrera, Chapadero, Rincón Chico y - otros drenan hacia la planicie de Colesio llenando un vaso natural llamado Lago de Colesio.

Hacia el sur los arroyos Lareno, Las Brujas, Benito, Patullo, El Convento y otros drenan hacia la planicie del norte de la ciudad de Zamora y el Valle de Aquiles Sordán.

Pequeños arroyos de patrón de drenaje radial drenan hacia cuencas endorréicas y pequeños valles intermontanos.

Los habitantes de la región han llevado a cabo la construcción de vasos de almacenamiento, canales y presas para riego en el uso agrícola - - como son la Presa La Manga, La Noria, Changuitiro, Yerbabuena, El Sáuz, Alvarez, Antonio Rodríguez, Honda, El Salitre, La Alberca y - - otras de menor importancia.

Dado que la mayoría de las corrientes descargan en el Lago de Chapala, éste hace la función de un vaso regulador del sistema Lerma-Santiago - de gran importancia para la región y para el país y recibe las aguas - - residuales domésticas, municipales, agrícolas e industriales de las zonas por las que corre el Río Lerma.

III. - GEOMORFOLOGIA.

III.a. -GENERALIDADES.

La geomorfología es primordial para el estudio de la evolución geodinámica de cualquier porción de la corteza terrestre puesto que el relieve es el resultado de la combinación de procesos destructivos y constructivos. La importancia de su estudio se acrecienta cuando consideramos que la morfología influye en el habitat y distribución de los seres vivos, así como al contrario, la actividad de ciertos seres vivos, casi siempre el hombre, modifica constantemente y a corto plazo la forma de la superficie, convirtiéndose en uno de los agentes más degradantes del relieve terrestre.

En el área de estudio han interactuado los tres tipos principales de procesos formadores del relieve, como son los endógenos, los exógenos y los exógenos modeladores. Los primeros y más importantes se manifiestan por la actividad volcánica subclasificada como efusiva, extrusiva y explosiva, combinada con movimientos de carácter tectónico, el segundo tipo de relieve, está representado por depósitos lacustres, fluviales, deluviales, coluviales y proluviales. El relieve exógeno-modelador se caracteriza por presentar estructuras volcánicas modificadas por los agentes erosivos, particularmente reconocibles en las rocas terciarias, que son las más antiguas, y en las rocas cuaternarias.

III. b. - GEOMORFOLOGIA DEL AREA.

En el área se pueden distinguir tres zonas geomorfológicas claramente di
ferenciables entre sí.

i. La zona más distinguible y la que ha jugado el papel principal en el con
figurado topográfico de la región es la originada por la actividad ígnea - -
extrusiva, la cual forma parte de la franja volcánica más importante del -
mundo, como lo es el cinturón del fuego o circumpacífico. Se considera al
volcanismo como un proceso geomórfico de tipo constructivo originado por
fuerzas endogénicas que junto con el diastrofismo son los encargados de
elevar áreas de corteza terrestre. Localmente el volcanismo presenta una
topografía característica que se manifiesta en prominencias aisladas, - -
sobrepuestas y en conjunto o sierras, cuyo origen y desarrollo pueden ser
inferidos en base a observaciones de erupciones volcánicas recientes - -
como la del Parícutín ocurrida en 1943 al sur del área.

El relieve endógeno volcánico-explosivo esta compuesto de ceniza, lapilli,
escoria, bombas y bloques que representan laderas de piroclastos, peque-
ñas planicies, cráteres de explosión y algunos conos cinerfíticos. En realidad
este tipo de conos están poco distribuidos en la zona, son de baja altu-
ra, algunos se asocian con pequeñas coladas y en general son jóvenes; - -
los representan los cerros Gacho, Pelón, De los Ortíz y algunos otros - -
carentes de nombre propio. El relieve volcánico extrusivo está dado - -
por estructuras lávicas formadas por bloques originados dentro del cráter

III. b. - GEOMORFOLOGIA DEL AREA.

En el área se pueden distinguir tres zonas geomorfológicas claramente diferenciables entre sí.

i. La zona más distinguible y la que ha jugado el papel principal en el configurado topográfico de la región es la originada por la actividad ígnea - - extrusiva, la cual forma parte de la franja volcánica más importante del - mundo, como lo es el cinturón del fuego o circumpacífico. Se considera al volcanismo como un proceso geomórfico de tipo constructivo originado por fuerzas endogenéticas que junto con el diastrofismo son los encargados de elevar áreas de corteza terrestre. Localmente el volcanismo presenta una topografía característica que se manifiesta en prominencias aisladas, - - sobrepuestas y en conjunto o sierras, cuyo origen y desarrollo pueden ser inferidos en base a observaciones de erupciones volcánicas recientes - - como la del Parícutín ocurrida en 1943 al sur del área.

El relieve endógeno volcánico-explosivo esta compuesto de ceniza, lapilli, escoria, bombas y bloques que representan laderas de piroclastos, pequeñas planicies, cráteres de explosión y algunos conos cineríticos. En realidad este tipo de conos están poco distribuidos en la zona, son de baja altura, algunos se asocian con pequeñas coladas y en general son jóvenes; - - los representan los cerros Gacho, Pelón, De los Ortíz y algunos otros - - carentes de nombre propio. El relieve volcánico extrusivo está dado - - por estructuras lávicas formadas por bloques originados dentro del cráter

y que fueron expulsados sobre el terreno cuando ocurrieron los eventos volcánicos como sucede en el Cerro El Platanar. Otro relieve volcánico efusivo lo constituyen lavas, coladas y mesas, que junto con los estratovolcanes formados por la combinación de procesos efusivos y explosivos, constituyen las estructuras más sobresalientes y espectaculares como son: los Cerros El Grande, El Grande II, El Grande III, El Muerto, El Encinal, Tacari, Las Gallinas, Blanco y otros.

Otro proceso endógeno que ha contribuido a modificar sustancialmente el relieve es el llamado tectónico, el cual le da al paisaje un aspecto escalonado por las grandes fallas normales emplazadas debido a 3 diferentes fases distensivas ocurridas en distintas épocas. De entre las más representativas se tienen las de Pajacuarán, las del Cerro El Bordo, la de Ixtlán, la de Encinal y la del Cerro Tacari.

Todas las formas originales del relieve endógeno han sido transformadas, entre otras cosas, por el intemperismo, el clima y la fracturación, la acción de las cuales es más notoria en las rocas más antiguas, como ocurre en la pequeña cadena montañosa de Pajacuarán, donde los volcanes que la componen son en su mayoría del Terciario Tardío.

Dentro de la zona volcánica, la acción de los procesos exógenos destructivos solo ha sido de tipo fluvial, así tenemos que las corrientes intermitentes han desarrollado barrancos y han colaborado fuertemente para la des-

trucción de los conos cinerfíticos principalmente. Estas corrientes presentan dos patrones de drenaje característicos, pero nunca integran una red fluvial bien definida. Los patrones referidos incluyen el radial, con ocurrencias en los conos volcánicos y el subparalelo, de menor importancia y con desarrollo en los escalones de origen tectónico.

ii. Otra zona geomorfológica distinguible la constituyen valles intermontanos originados por antiguas cuencas exorreicas convertidas a endorreicas cuando fueron formados los grandes aparatos volcánicos, que incluyen acumulaciones de materiales piroclásticos finos y en ciertos lugares, son producto de procesos exógenos agradacionales como proluviales, deluviales, coluviales y aluviales, la mayoría de pequeña extensión no cartografiables.

iii. Otra zona geomorfológica importante en el configurado topográfico regional la constituyen unas planicies originadas por procesos exógenos constructivos de tipo lacustre. Grandes lagos se originaron a partir del Terciario Superior, ya sea porque la actividad volcánica actuó como barrera para cerrar cuencas y formar vasos como ocurre en la planicie al este de la Piedad de Cabadas, en el norte de la ciudad de Zamora y en Colesio; o bien por estar intimamente ligadas a los procesos tectónicos, como el graben que dió origen al lago de Chapala, representado en la zona de Pajacuarán-Venustiano Carranza por la Ciénaga de Chapala.

Los sedimentos de origen lacustre incluyen intercalaciones de tobas y de

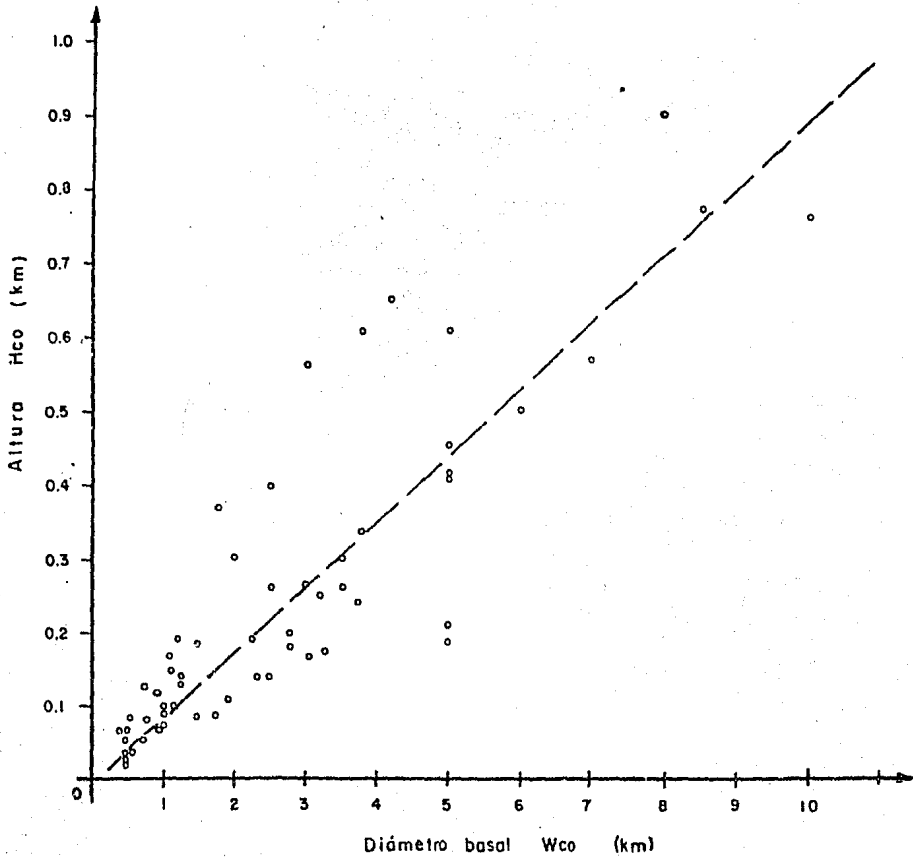
pósitos aluviales del Cuaternario llegando a formar planicies que constituyen el nivel de base local y que está limitado por grandes escarpes de - - falla que lo hace contrastar con la topografía alta de los aparatos volcánicos; también colindan transicionalmente con algunos depósitos de piedemonte y abruptamente con derrames emplazados posteriormente a la formación de los lagos de la región.

III. c. MORFOMETRIA

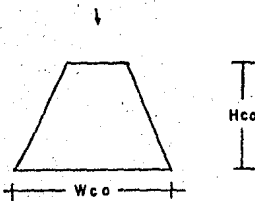
Para el presente trabajo los autores se apoyan en la morfometría, que es la medición y análisis cuantitativo de las formas y elementos geomorfológicos característicos del área, con el fin de contar con un apoyo estadístico de cuyos datos podemos proponer edades relativas y deducir procesos dominantes.

Teniendo como antecedente el trabajo de Hasenaka y Carmichael (1985) en el Estado de Michoacán, es posible conocer la edad aproximada de aparatos volcánicos por medio de mediciones sistemáticas de diferentes parámetros tomados de planos topográficos y fotografías aéreas, basados en que los conos presentan diferentes estados de destrucción, sobre los cuales su edad puede ser calculada. Los parámetros medibles incluyen el diámetro basal (Wco), la altura a partir de dicho diámetro (Hco), la densidad de barrancos y la profundidad de disección (Wood, 1979; Settle, 1979).

En el análisis de los valores se encontró que existe una relación entre la altura y el diámetro basal cuya expresión es una línea ascendente (ver figura 7). En ésta gráfica se ve que los valores más altos corresponden a aparatos volcánicos antiguos como son los cerros Zináparo y El Grande, los cuales tienen profundidades de disección de hasta 65 m. en promedio y alturas de más de 500 m.. Por otro lado, los valores



o aparato volcánico



FACULTAD DE INGENIERIA

Diagrama de altura vs.
diámetro de aparatos
volcánicos del área.

TESIS
PROFESIONAL

Idón Alor O.
Jesús Uribe L.

1986

Fig. 7

más bajos corresponden a pequeños conos de edad reciente donde la altura promedio apenas excede los 100 metros y la profundidad de disección es alrededor de 5m., como ocurre en los cerros La Calera, en otro que está al N de la Estanzuela y en otro, al este de Cerrito Colorado.

Con base en los valores de densidad de disección de algunos conos cónicocónicos fechados con Carbono 14 (Hasenaka y Carmichael, op cit.) como El Pueblito y La Mina, así como en otros fechamientos hechos por Rosas (1981) en aparatos volcánicos del área, se construyó una gráfica en escala semilogarítmica para extrapolar esta información al cálculo de edades de rocas de otros aparatos volcánicos, bajo el supuesto de que existe relación directa entre las características morfológicas y el tiempo.

Las edades obtenidas con esta gráfica son de 6 millones de años para los aparatos con más alto valor de profundidad de disección. De esta manera se llega a la consideración de que el relieve actual de esta región de Michoacán es resultado de la actividad volcánica desde finales del Mioceno hasta el Reciente. Este criterio se apoya en las ideas de Ashley (1931) quien reconoce que los procesos erosivos han actuado desde el post-Mioceno, generando el relieve actual de la superficie terrestre.

Ashley estimó que más del 90% de las formas terrestres actuales han

sido desarrolladas en el período post-Terciario y quizás tanto como el - 99% sea post-Mioceno Medio (Thornbury, 1969).

La tabla (1) presenta los valores de morfometría de los aparatos volcánicos del área de estudio con los cuales y a partir de la gráfica de la fig. (8) se calculó la posición estratigráfica de las rocas efusivas.

VALORES PROMEDIO DEL ANALISIS MORFOMETRICO Tabla (1)

Nombre	Diámetro basal Wco. (m)	Altura Hco. (m)	Profundidad disección de barrancos(m)	Posición estratigráfica
C. Cotijarán	470	70	5	Pleistoceno Medio
C. al norte de La Estanzuela	600	80	3	Pleistoceno Super.
C. al sureste C. Gonzálo	1100	170	8	Pleistoceno Infer.
C. Blanco	500	100	3	Pleistoceno Super.
C. La Raya	1200	190	15	Plioceno Inferior
C. La Cuestita	1200	170	10	Plioceno Superior
C. Cerrito de Los Ortíz	1250	130	5	Pleistoceno Medio
C. La Cantera	3250	170	37	Plioceno Inferior
C. El Tecolote	5000	210	15	Plioceno Inferior
C. Gacho	1000	100	12	Plioceno Superior
C. Pelón	750	130	12	Plioceno Superior
C. Prieto	500	450	28	Plioceno Inferior
C. La Palma	2500	400	18	Plioceno Inferior
C. de la Palma	1500	180	28	Plioceno Inferior
C. al Sur de Nvo. Morelos	1750	80	12	Plioceno Superior
C. Las Gallinas	3000	560	19	Plioceno Inferior
C. al Sur de Sn. J. Bautista	2000	330	12	Plioceno Superior
C. Tacari	8500	770	17	Plioceno Inferior
C. Grande	8000	900	37	Plioceno Inferior
C. Las Majadas	1800	120	7	Pleistoceno Infer.
C. El Platanar	3000	280	23	Plioceno Inferior
C. El Encinal	3750	610	18	Plioceno Inferior (3.3+0.3 m. de a.) **

VALORES PROMEDIO DEL ANALISIS MORFOMETRICO

N o m b r e	Diámetro basal Wco. (m)	Altura Hco. (m)	Profundidad disección de barrancos (m)	Posición estratigráfica
Cerro Las Cuevas	800	120	8	Pleistoceno Inferior
C. La Trompeta	1040	150	8	Pleistoceno Inferior
C. Los Nogales	1000	410	25	Pleistoceno Inferior
C. Coruco	800	120	8	Pleistoceno Inferior
C. San Cristóbal	1000	70	8	Pleistoceno Inferior
C. al este de La Estanzuela	3200	250	5	Pleistoceno Medio
C. El Bordo	3700	330	20	Plioceno Inferior
C. Grande	4200	650	30	Plioceno Inferior
C. El Muerto	5000	610	20	Plioceno Inferior
C. al sur de El Cometa	800	80	3	Pleistoceno Super.
C. al norte del C. Blanco	475	70	5	Pleistoceno Medio
C. al este de C. Blanco	500	70	2	Holoceno
C. Loma El Moral	2800	180	10	Plioceno Superior
C. El Tepeguaje	2400	140	8	Pleistoceno Inferior
C. Cerrito Colorado	2300	180	10	Plioceno Superior
C. Villa Chavinda	3000	260	8	Pleistoceno Inferior
C. La Calera	500	60	2	Holoceno
C. Gonzálo	3050	170	12	Plioceno Superior
C. al norte de La Higuera	750	60	4	Pleistoceno Super.
C. Las Zarquillas	550	40	7	Pleistoceno Inferior
C. al este de C. Colorado	450	60	3	Pleistoceno Super.

VALORES PROMEDIO DEL ANALISIS MORFOMETRICO

Nombre	Diámetro basal Wco. (m)	Altura Hco. (m)	Profundidad disección de barrancos (m)	Posición estratigráfica
C. Blanco	1750	380	15	Plioceno Inferior
C. al noreste de Sn. Isidro	2500	140	7	Pleistoceno Inferior
C. Zináparo	7000	570	66	Mioceno Superior
C. Cercado	1500	80	10	Mioceno Superior
C. de Las Cruces	1000	90	5	Pleistoceno Medio
C. El Fraile	2750	200	16	Plioceno Inferior
C. Banco de Material	1250	140	5	Pleistoceno Medio
C. La Bolita	5000	420	20	Plioceno Inferior
C. de La Aguja	2500	260	12	Plioceno Superior
C. Prieto	3500	300	3	Pleistoceno Super.
C. Picachos	5000	180	22	Plioceno Inferior
C. al sur de Taquisquareo	1000	70	5	Pleistoceno Medio
C. al sur de La Providencia	500	40	4	Pleistoceno Super.
C. Microondas	10,000	760	12	Plioceno Superior
C. Cabrero	3750	240	15	Plioceno Superior
C. Colorado	500	30	5	Pleistoceno Medio

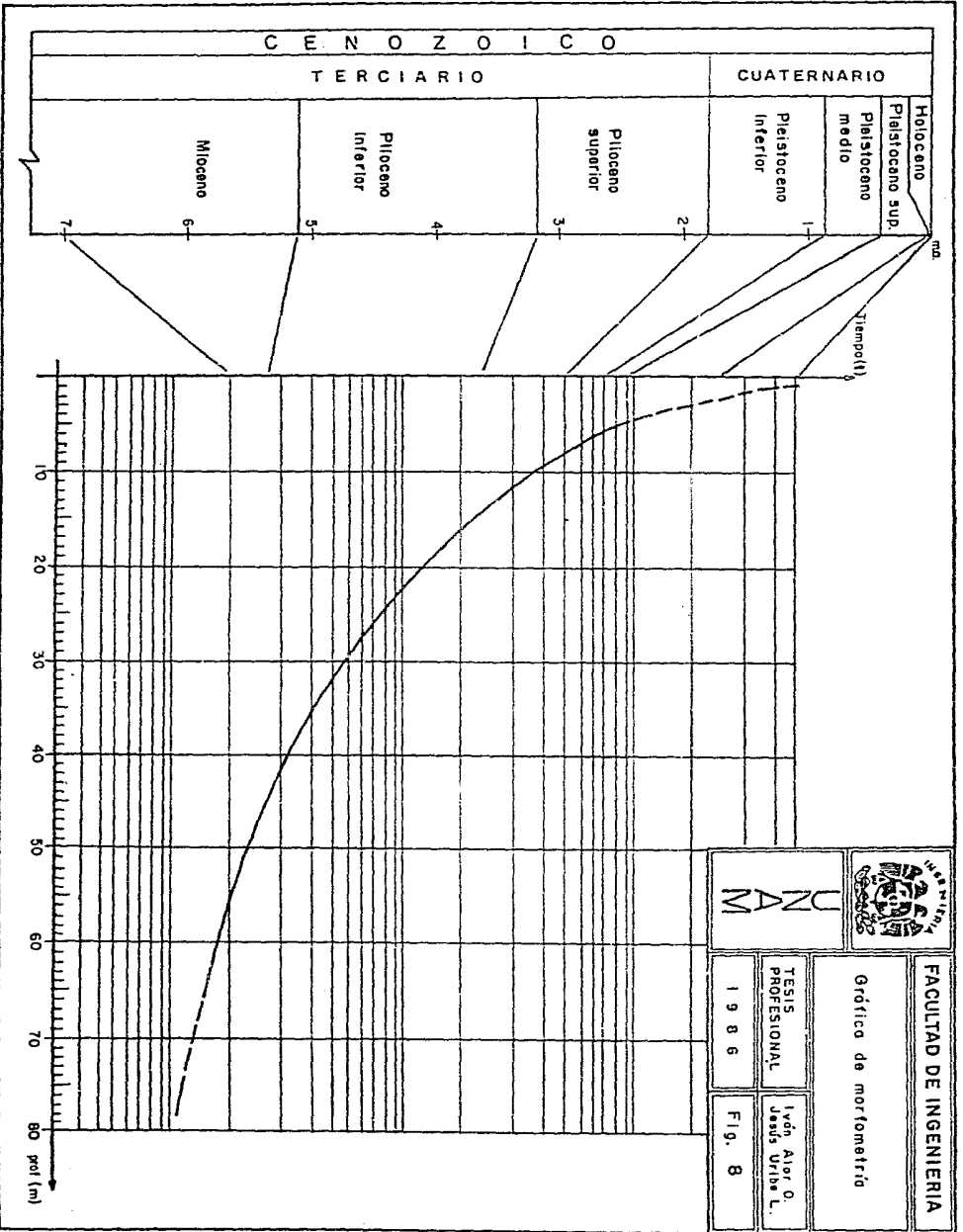
VALORES PROMEDIO DEL ANALISIS MORFOMETRICO FUERA DEL AREA

Nombre	Diámetro basal Wco. (m)	Altura Hco. (m)	Profundidad disección de barrancos (m)	Posición estratigráfica
C. La Campana	5000	250	60	Mioceno (8.8 ± 0.8 m. de a.) *
C. El Derrumbadero	1000	90	5	Pleistoceno Medio
C. El Pueblito	1000	100	5	Pleistoceno Medio (0.029 m. de a.) **
C. El Caracol	1000	50	5	Pleistoceno Medio
C. La Taza	500	100	2	Holoceno (0.008, 430 m. de a.) **
C. La Mina	1000	120	3	Pleistoceno Super. (0.017, 170m. de a.) **
C. El Melón	500	70	5	Pleistoceno Medio
C. Rancho Seco	750	90	5	Pleistoceno Medio
C. Tanaco	250	70	5	Pleistoceno Medio
C. Ocumicho	1250	100	5	Pleistoceno Medio
C. Las Cabras	1250	100	5	Pleistoceno Super. (0.040, m. de a.) **

Edad absoluta obtenida por:

* Rosas, 1981.

** Hasenaka y Carmichael, 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Gráfica de morfometría

DZAM

TESIS PROFESIONAL
1986

Iván Aior O.
Jesús Uribe L.
Fig. 8

IV PALEOMAGNETISMO

IV. a. - INTRODUCCION E IMPORTANCIA DEL PALEOMAGNETISMO.

El paleomagnetismo es una parte de la Geofísica, que nos permite tener acceso al conocimiento de las propiedades y características del campo magnético terrestre a través de las diferentes etapas en la historia de la Tierra.

Los estudios paleomagnéticos se encargan de extraer información a las rocas en lo relativo a intensidad, declinación e inclinación del campo magnético terrestre; información registrada en el momento en que fué formada la roca. A este tipo de magnetización se le conoce como remanente y esta "grabación magnética" se lleva a cabo por medio de minerales propicios como son la magnetita, la hematita, el ulvospinel, otros óxidos de Fe y Ti y sulfuros de hierro con propiedades ferromagnéticas.

La magnetización remanente es adquirida por las rocas bajo la presencia del campo magnético mediante factores dependientes del ambiente de formación y el tipo de roca, dando como resultado magnetizaciones características de las que pueden citarse las siguientes:

- 1) Magnetización termorremanente; es un tipo de magnetización que se da en las rocas ígneas cuando se enfrían abajo de la temperatura Curie de sus minerales.

- 2) Magnetización química remanente; ocurre en rocas sedimentarias que contienen óxidos de hierro, en algunas rocas metamórficas como resultado de cambios de fase a temperaturas por debajo del punto Curie y en algunas rocas ígneas sometidas a procesos de intensa meteorización, oxidación o enriquecimiento de hierro.
- 3) Magnetización remanente por deposición; se adquiere cuando se depositan las partículas magnéticas orientándose según el campo magnético terrestre presente cuando esto ocurre.
- 4) Magnetización viscosa remanente; también se le conoce como efecto postmagnético y se le denomina así a los cambios que se suscitan en los materiales ferromagnéticos con el paso del tiempo, dependiendo de los tiempos de relajación de las diferentes partículas.
- 5) Magnetización remanente anhistérica; se da lugar a este tipo de magnetización cuando un cuerpo ferromagnético está expuesto a dos tipos de campos magnéticos, uno constante y otro alterno de mayor intensidad que se reduce paulatina - mente a cero. Como ejemplo se cita a rocas expuestas a las descargas de una tormenta eléctrica.

La aplicación de técnicas paleomagnéticas ha dejado constancia de la --

existencia de variaciones significativas del campo magnético terrestre a través del tiempo geológico; los cambios de polaridad y las excursiones son las más relevantes.

Las primeras están relacionadas con los términos de "polaridad normal" y "polaridad reversa". Se dice que la magnetización remanente de una roca es normal si sus componentes están orientados según la dirección del polo norte actual, y por el contrario, es reversa si apuntan en dirección opuesta. A los intentos de cambios de polaridad los cuales no se completan, regresando a la posición inicial, se les conoce como excursiones. Se denomina como intervalo de transición al tiempo transcurrido, intermedio entre la polaridad normal y la reversa. Así mismo se ha comprobado que cada proceso de transición se ve acompañado con una disminución en la intensidad del campo.

Una de las aplicaciones más prácticas de los estudios paleomagnéticos consiste en la resolución de problemas tectónicos y de deriva continental, apoyándose en un método estadístico y con fechamientos hechos por algún método radiométrico o paleontológico. El paleomagnetismo junto con la paleoclimatología es una herramienta importante para apoyar las ideas de la deriva continental y la expansión del fondo oceánico.

Actualmente el paleomagnetismo puede aplicarse de manera práctica en problemas de la determinación de génesis y edad de yacimientos minera

les, haciendo estudios apropiados en las rocas encajonantes y en las --
mineralizaciones mismas.

IV. b. -EL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

El campo geomagnético actual corresponde aproximadamente al de un dipolo, como el generado por una esfera magnetizada uniformemente.

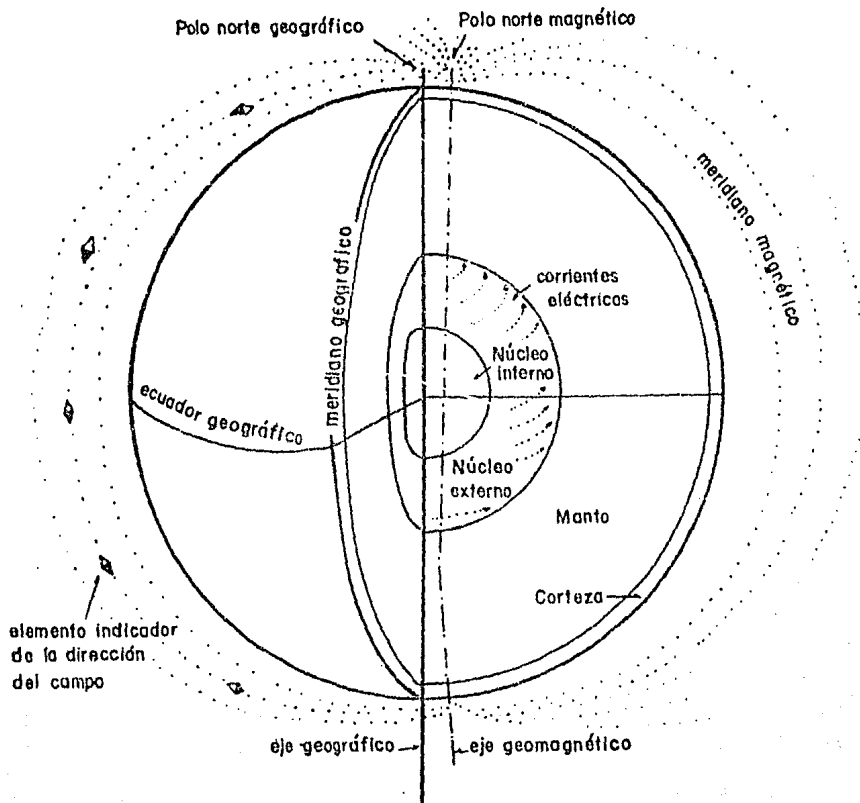
Un análisis matemático considera el campo magnético terrestre (c.m.t.) como un campo dipolar geocéntrico ideal con una magnitud media.


La línea imaginaria o eje geomagnético que une a los polos se encuentra 11.5 grados de inclinación desplazada respecto al eje de rotación de la Tierra. (fig. 9).

Este análisis se ha hecho sobre la base de armónicas esféricas que definen al c.m.t. con el 80% del campo total como armónica de 1er. grado.

Los polos magnéticos norte y sur (78.5° N, 70° W y 78.5° S, 110° E) -- son lugares geomagnéticos definidos por la convergencia de las líneas de fuerza del c.m.t. y no son diametralmente opuestos pues la línea que los une no pasa por el centro de la Tierra (Dobrin, 1975; Valencio, 1980; Tarling, 1983).

Cuando orientamos con una brújula alguna propiedad de las rocas, en realidad estamos orientando dicha propiedad con respecto a un plano de intensidad y dirección magnética llamado meridiano magnético. Para diferentes meridianos magnéticos se tendrán diferentes valores de inten-



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Campo magnético terrestre	
UNAM	TESIS PROFESIONAL	Iván Alar O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 9

sidad, inclinación y declinación. La intensidad es el valor numérico o -
escalar del campo el cual se mide en oersteds en el sistema c. g. s. - -
(1 oersted= 10^{-4} tesla; 1 gama= 10^{-5} oersted); la inclinación es el ángulo
que forma la aguja con respecto a un plano horizontal; la declinación es
el ángulo que forma un meridiano magnético con respecto a un meridia-
no geográfico. Si tomamos un solo plano o meridiano magnético y reco-
rremos la brújula a lo largo de él veremos que la aguja se inclina al - -
acercarse hacia el norte o hacia el sur y en algunos lugares se mantie-
ne horizontal. Para configurar el c. m. t. se unen puntos de igual com--
portamiento horizontal y se configura un ecuador magnético el cual no -
coincide con el ecuador geográfico, y con los puntos de igual valor de -
inclinación, declinación e intensidad se trazan líneas isoclinas, isogo--
nas e isovaloras respectivamente.

La configuración actual del c. m. t. está representada por líneas de fuerz
a que emergen de los polos magnéticos, estas líneas tienen una forma
análoga a las de una esfera de hierro imantada homogéneamente, por lo
que se dice que es esférico y armónico (Dobrin, 1975).

El c. m. t. presenta cambios con el tiempo como son: las variaciones --
seculares, que son variaciones lentas que ocurren a lo largo de los - -
siglos debidas probablemente a variaciones de un campo no dipolar; - -
variaciones diurnas que son debidas al sol y la luna originándose cam--

pos magnéticos independientes superpuestos al c. m. t. ; variaciones --
súbitas que son debidas a tormentas eléctricas que a su vez generan --
tormentas magnéticas.

El campo magnético terrestre total se ha clasificado en cuanto a su --
origen:

- a) Campo magnético de origen interno
- b) Campo magnético de origen externo
- c) Campo magnético de origen superficial

Se sabe que el 94% del c. m. t. tiene su origen en el interior de la Tierra
y que este puede ser explicado en términos de "movimientos magneto--
hidrodinámicos" en el núcleo externo de la Tierra (Cox, 1973; Tarling,
1983), hipótesis que explica el origen del campo dipolar.

Para apoyar esta hipótesis, varios autores han propuesto el modelo de --
una dínamo.

Una dínamo es una planta que produce energía cuando el movimiento --
mecánico de un material conductor, dentro de un campo magnético, ge--
nera una corriente eléctrica.

Lo cierto es que los fenómenos como la variación de la intensidad del --
campo con respecto al tiempo o el desplazamiento hacia el oeste del --
campo no dipolar (el campo no dipolar se obtiene sustrayendo el valor --

teórico del dipolo ideal al valor del campo magnético observado en la Tierra y en satélites artificiales), de aproximadamente 0.15° anuales atribuidos al desplazamiento de la parte exterior del núcleo con velocidad angular menor en relación a la del manto y la corteza terrestre (Bullard, 1950) o bien a la propagación hacia el oeste del modo magnético de las oscilaciones hidromagnéticas libres del núcleo (Hide, 1966).

Bullard, Gellman y Lilley en 1968 propusieron la existencia en el interior de la Tierra de cuatro tipos distintos de dínamos que, combinados adecuadamente e impulsados por tres sistemas diferentes de propulsión en el núcleo, permiten darle al sistema la estabilidad adecuada y la explicación de un solo campo magnético reconocible en superficie de cuatro totales generados en el interior de la Tierra.

En una dínamo auto excitada se tiene una barra magnética que gira generando así una corriente eléctrica sobre un disco conductor el cual a su vez, a través de una bobina, genera un campo magnético que realimenta la corriente eléctrica en el disco y en la barra magnética cerrando así un ciclo de auto excitación.

Según este modelo, las corrientes eléctricas generadas en la parte superior del núcleo fluido, reguladas por corrientes de convección, constituyen la fuente primaria y el movimiento de rotación terrestre constituye el proceso regulador a través del cual el c.m.t. en movimiento --

genera corrientes eléctricas que contribuyen a realimentar la fuente primaria cerrando así el ciclo de auto excitación. Esto explica en parte el campo magnético terrestre el cual es mucho más complicado de entender debido a sus características y variaciones con el tiempo (Valencio, 1980).

El campo magnético de origen externo se ha explicado por corrientes eléctricas desarrolladas en la ionósfera circulando alrededor de la Tierra, producidas por el plasma solar formado de electrones, protones y otras partículas elementales. El plasma emana de una extensión de la parte externa de la corona solar y llega a la Tierra con una velocidad de entre 400 y 800 Km/seg. La interacción del c. m. t. y el flujo de plasma denominado "viento solar" se puede describir de la siguiente manera: si el planeta Tierra no presentase campo magnético, sufriría las consecuencias de la incidencia de aproximadamente 4×10^8 electrones y protones de hidrógeno/cm²/seg., pero como esto no ocurre lo que se forma alrededor de la Tierra a excepción de los polos, es una gigantesca cavidad denominada magnetósfera. También el flujo induce a que se forme en el lado de la Tierra opuesto al sol, una cola denominada "cola geomagnética". De todo esto se puede concluir que el campo magnético terrestre es un enorme escudo que protege a la Tierra del bombardeo iónico originado en el sol.

El campo magnético de origen superficial debe su origen, de acuerdo a algunos autores, a corrientes eléctricas del interior hacia la superficie terrestre con una intensidad menor del 3% del c. m. t. total. Sobre esto último algunos autores sugieren que no puede explicarse por la teoría potencial sino como anomalías regionales y otros autores más conservadores proponen que se trata de errores de experimentación (Dobrin, 1973; Valencio, op. cit.).

IV. c. - CAMPO MAGNETICO INDUCIDO

El campo magnético terrestre se manifiesta sobre los minerales de las rocas de la corteza terrestre como una fuerza por unidad de intensidad de polo en oersted (dinas x cm³ en el sistema c. g. s.) y su equivalente numérico es el gauss.

Cuando los minerales magnéticos de las rocas se forman, su comportamiento es anisotrópico, como pequeños campos individuales que al estar bajo el efecto de un campo magnético externo tienden a alinearse proporcionalmente a la dirección e intensidad de éste. Esta relación se deduce de la ecuación siguiente:

$$I = KH$$

I = intensidad de magnetización

K = susceptibilidad magnética

H = intensidad del campo magnético inductor

La susceptibilidad magnética de las rocas es la facilidad con la cual se comportan magnéticamente dentro de un campo y depende de la actitud anisotrópica de los minerales magnéticos así como de su forma y perfecciones cristalinas. La susceptibilidad de los basaltos y andesitas por ejemplo, es alta debido a que sus minerales magnéticos se comportan con alta isotropía magnetocristalina. El c. m. t. produce una magnetización inducida o polarización sobre los minerales magnéticos la cual es

producto de variables como la susceptibilidad, la forma cristalina, la anisotropía o isotropía magnetocristalina, la intensidad del campo, la dirección del campo y la temperatura del punto Curie.

El campo inducido actúa abajo del punto Curie que para muchos de los materiales magnéticos está cerca de los 500°C.

Bajo esta temperatura los dominios magnéticos se alinean paralelamente a los dominios del campo externo llamándosele a esta actitud "inducción magnética". Así los minerales adquieren polos magnéticos los cuales presentan un campo propio H' que se deduce según la ecuación:

$$H' = 4\pi I$$

H' = campo inducido

I = intensidad de magnetización

IV. d. - MINERALES MAGNETICOS

Las rocas de la corteza terrestre presentan dentro de su arreglo cristalino algunos minerales con alta susceptibilidad a la acción de un campo magnético externo, estos minerales son principalmente aquellos que presentan en su composición química óxidos de hierro y titanio. Estos minerales son capaces de conservar un registro del c.m.t. como una magnetización remanente. Debido a la actitud de los minerales respecto a un campo magnético inducido, los minerales se han clasificado como:

- a) Minerales diamagnéticos
- b) Minerales paramagnéticos
- c) Minerales ferromagnéticos

Los minerales diamagnéticos son aquellos que tienen susceptibilidad magnética negativa. El cuarzo y los feldespatos son algunos de los minerales diamagnéticos.

Los minerales paramagnéticos, como el olivino y los piroxenos (silicatos de Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+}), presentan susceptibilidad magnética mayor que cero; pero al igual que en los materiales diamagnéticos esta se mantiene constante e independiente del campo magnético al que están expuestos los cuerpos.

Los minerales ferromagnéticos son aquellos que presentan la propiedad

- ferromagnética (ferromagnetismo) la cual se debe a los momentos magnéticos de los átomos de la red cristalina; dichas partículas interactúan fuertemente dando como resultado una energía predominante asociada con el espín de los electrones.

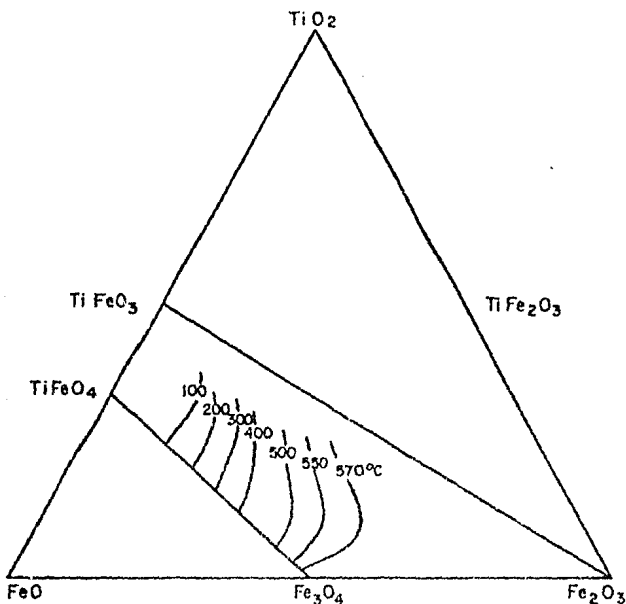
Los minerales magnéticos se representan mediante un sencillo sistema ternario de composición química $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ dentro del cual quedan incluidos la mayoría de los óxidos metálicos simples de interés en el magnetismo de las rocas (Valencio, 1980; Tarling, 1983). (fig. 10)

En estos minerales la susceptibilidad es mayor que cero y en ellos ocurre que en presencia de algún campo magnético, se le induce su saturación magnética.

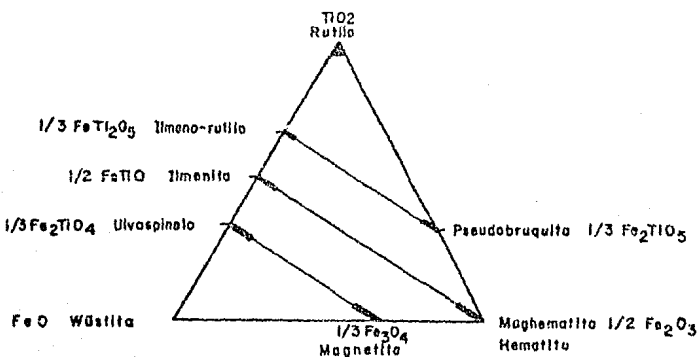
Los minerales magnéticos se forman durante el proceso de cristalización de una roca ígnea como una fase de solución sólida y el proceso de enfriamiento define el tamaño y propiedades físicas de los granos magnéticos que difícilmente son homogéneos y de anisotropía magnética alta.

Como otras propiedades magnéticas de los materiales se pueden mencionar el antiferromagnetismo, el ferromagnetismo parásito y el ferrimagnetismo.

El antiferromagnetismo, típico de algunos minerales como la ilmenita, consiste en la modificación de las propiedades magnéticas a temperatu-



TEMPERATURA DE CURIE DE TITANOMAGNETITAS GENERALIZADAS SINTETICAS (Valencia, 1960)



— OCURRENCIA COMUN DE OXIDOS DE HIERRO-TITANIO (Tarlino, 1963)



UNAM

FACULTAD DE INGENIERÍA	
Diagramas triangulares de composición $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$	
TESIS PROFESIONAL	Idna Alor O. Jesús Uribe L.
1986	Fig. 10

ras inferiores de una crítica denominada "de Neel", que para la ilménita (Fe TiO_3) es de aproximadamente $- 216^\circ$.

Se dice que un mineral presenta ferromagnetismo parásito cuando presenta características de paramagnetismo arriba de cierta temperatura; por debajo de ella y hasta su temperatura Neel se comporta con un débil ferromagnetismo y aún a temperaturas menores acusa antiferromagnetismo. El mineral más importante con estas características es la hematita, cuyas temperaturas respectivas son 675° y $- 23^\circ\text{C}$.

El ferrimagnetismo es una propiedad magnética que es similar al ferromagnetismo, pero con menor intensidad de magnetización por unidad de volumen, ocasionada por la superposición de un antiferromagnetismo. La magnetita ejemplifica esta propiedad.

La magnetita (Fe_3O_4) es el principal constituyente magnético de las rocas ígneas, cristaliza en el sistema cúbico, con estructura del tipo espinelo con una temperatura de Curie de 578°C según Valencio (1980) y de 575°C según Tarling (1983). El proceso de oxidación de la magnetita a temperatura de 200°C produce maghematita que es un mineral de composición de hematita pero de estructura cúbica de magnetita.

El ulvospinel (Fe_2TiO_4) presenta paramagnetismo a temperatura ambiental; para Nagata (1961) se comporta como antiferromagnético a

temperaturas de menos de -153°C y para Akimoto y colaboradores (1957) en esas temperaturas su comportamiento es de ferromagnetismo parásito en donde sucede que ese valor de temperatura sería su punto Curie. El ulvospinelo se presenta con estructura cristalina cúbica, del tipo espinelo inversa siempre intercrecido con la magnetita.

La titanomagnetita ($\text{Fe}_3 - x \text{Ti}_x \text{O}_4$ para $0 \geq x \geq 1$) tiene una estructura cúbica y es un constituyente abundante en las rocas básicas ricas en hierro y magnesio. Consiste de una serie mineral cuyos componentes extremos son la magnetita y el ulvospinelo con una temperatura de Curie menor de 578°C .

La hematita ($x \text{Fe}_2\text{O}_3$) es un mineral esencialmente antiferromagnético que llega a presentar ferromagnetismo débil de carácter parasitario, con una temperatura de Curie de 675°C . Las propiedades magnéticas de la hematita dependen del tamaño del grano, impurezas y también de la temperatura. La temperatura de Neel es también de 675°C con la que se comporta como mineral ferromagnético.

La ilmenita (FeTiO_3) es un mineral antiferromagnético que llega a comportarse como paramagnético cuando su temperatura de Neel es de -216.5°C según Valencio (op. cit.) y de -180°C según Tarling (op. cit.).

La ilmenita llega a ser ferromagnética por parasitismo de la hematita.

La ilmenoematita ($\text{Fe}_2 - x \text{Ti}_x \text{O}_3$ para $0 \leq x \leq 1$) tiene una composición -

entre la hematita y la ilmenita y presenta propiedades ferromagnéticas intensas y tienen la característica de presentar procesos de autorreversión del magnetismo remanente en algunas ocasiones (Tarling, *ibid*).

En las rocas básicas las titanomagnetitas originales llegan a oxidarse - por la acción de líquidos residuales ricos en oxígeno adquiriendo una -- composición próxima a la serie de la ilmeno-hematita. A estas titano- · magnetitas se les llama titanomagnetitas generalizadas para las cuales se han obtenido experimentalmente curvas de temperatura de Curie. -- (Valencio, *ibid*).

Durante un proceso de lavado magnético o desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes o por desmagnetización térmica se pueden obtener valores de temperatura de Curie para una muestra dada y - con estos, en la figura (10) se puede conocer la composición de los mine_ rales magnéticos de la muestra que presentan el registro del campo - - magnético.

IV.e. CAMPO MAGNETICO REMANENTE.

Cuando una roca ígnea se solidifica y enfría en y por debajo de la temperatura de Curie, sus minerales magnéticos adquieren un magnetismo remanente natural (m. r. n.) dejando un registro permanente del campo magnético externo bajo el cual fue formada.

La actitud de los minerales ferromagnéticos de una roca frente a un campo magnético de un tiempo geológico queda registrada durante el proceso de su formación como una magnetización remanente (m. r. n.) que está -- constituida por una magnetización "principal" y una o más de carácter secundario (Zijderveld, 1967; Valencio, 1980; Tarling, 1983). La magnetización principal es aquella registrada en las rocas de manera primaria cuando los minerales magnéticos adquieren la actitud del campo magnético en la temperatura de Curie; a esta magnetización se le ha llamado magnetización termorremanente y es la mayor componente magnética en las rocas -- ígneas.

Las magnetizaciones de carácter secundario ocurren a temperaturas por debajo del punto Curie durante y hasta el final del proceso de enfriamiento a través de rangos de temperatura de bloqueo dentro de los cuales la actitud de orientación o momento magnético de los minerales magnéticos queda registrada como un magnetismo remanente total.

Las magnetizaciones secundarias también ocurren por procesos de recalentamientos, de tormentas eléctricas o por alteración mineralógica.

Las componentes principal y secundarias del magnetismo remanente de una roca pueden ser definidas y separadas a través de proyecciones ortogonales de los valores de intensidad observados durante un proceso de desmagnetización en forma progresiva (Zijderveld, op. cit.).

IV. f. PALEOMAGNETISMO Y CAMBIOS DE POLARIDAD

El magnetismo antiguo, fósil o paleomagnetismo es la magnetización registrada en las rocas durante la acción del c. m. t. en épocas pasadas. La interpretación de c. m. t. en un pasado geológico a través del paleomagnetismo se basa en el análisis de la magnetización remanente natural (m. r. n.) adquirida por una roca que es proporcional al campo que estuvo actuando cuando la roca fue formada. De esta manera el paleomagnetismo es una herramienta importante en el estudio de los cambios del campo magnético antiguo de la Tierra y constituye una técnica práctica en el análisis de las propiedades y características del c. m. t. en el pasado geológico.

Las magnetizaciones remanentes se han dividido en:

- a) Magnetización remanente normal
- b) Magnetización remanente reversa
- c) Magnetización remanente transitoria

La magnetización remanente normal es cuando el campo inducido en el pasado se manifestó con polaridad dentro de un campo geocéntrico, axial y polar tal y como lo es en nuestros días. La magnetización remanente reversa tiene características semejantes que la normal pero con sentido contrario; a las magnetizaciones remanentes de polaridad reversa se les ha llamado inversiones del c. m. t. en el pasado y constituyen -

uno de los criterios principales para establecer la magnetoestratigrafía de las rocas.

Al tiempo geológico durante el cual una roca ha adquirido una magnetización remanente se le llama Epoca Magnética, que puede ser normal o reversa; si en ese lapso ocurre una inversión de corta duración se le denomina Evento Magnético.

Para rocas de diferente edad el paleomagnetismo ha definido Epocas y Eventos del c. m. t. así como intervalos de transición entre unas y otros.

Los intervalos de transición o transiciones de polaridad son los períodos durante los cuales el c. m. t. cambia la polaridad de normal a reversa o viceversa. Estos períodos son de gran importancia para definir la escala de tiempo y naturaleza de los parámetros físicos que controlan el campo geomagnético (Tarling, op. cit.).

La frecuencia de las polaridades no ha sido definida con precisión debido a la incertidumbre en los fechamientos radiométricos, sin embargo se ha estimado que entre los cambios de polaridad los intervalos de transición tienen una período de 8,000 a 10,000 años.

Los estudios paleomagnéticos han demostrado que durante un cambio de polaridad del c. m. t. la intensidad del campo decrece, es decir que durante un estado transitorio la intensidad decrece antes de adquirir una

polaridad opuesta. Durante este proceso, el campo dipolar es menor - que el no dipolar, convirtiéndose este último en la intensidad de campo dominante que determinará un cambio en la polaridad.

Según Cox (1968 y 1969) el c. m. t. tiene las características de un oscilador dipolar estable que puede sufrir cambios en su polaridad cuando - - están presentes "fluctuaciones erráticas" de gran intensidad que se convierten temporalmente en dominantes para dar lugar a una inversión del campo. Cox propone que existe la probabilidad de que la suma de las -- componentes axiales de los campos no dipolares individuales supere en magnitud al campo dipolar y, si su polaridad es adecuada, origine una - reversión del c. m. t. (Valencio, 1980).

El modelo de la dínamo auto excitada no da explicación satisfactoria a los cambios de polaridad por lo que Rikitake (1967), propuso un modelo de - dos dínamos acopladas electromagnéticamente. El modelo teórico de - - Rikitake supone que la corriente de la bobina de una de las dínamo oscila cambiando de signo, mientras que la corriente de la otra se mantiene - - constante en su signo lo que podría explicar los cambios de polaridad del c. m. t. Valencio (op. cit.) propone que la teoría de las dínamos autoexcitadas electromagnéticamente puede explicar los cambios de polaridad - tratándose ésto como un fenómeno ocasional en el curso de sus perma-- nentes oscilaciones de amplitud.

Otro factor que dificulta la determinación de la polaridad son las autorreversiones de los minerales magnéticos constituyentes de rocas. Este fenómeno consiste en la orientación de dichos minerales en sentido opuesto al del c. m. t. existente en el momento de la formación de la roca. Algunos autores como Nagata y Colab. (1951, 1952 a, 1952 b, 1953 a, 1953 b,), Uyeda (1958), Everitt (1962 b) Robertson (1963), Bhimasankaram (1964), Carmichael (1959, 1961) y Vincent (1968) han recolectado y estudiado muestras de donde describen que las autorreversiones pueden ser totales o parciales y el proceso de su formación se ha tratado de explicar con dos modelos teóricos. El primero de ellos se refiere a la presencia en una roca de dos minerales con distinta temperatura de Curie, orientados en sentido opuesto uno con respecto al otro; según este modelo el mineral con temperatura Curie más alta se magnetiza con dirección paralela al c. m. t. presente, al momento de proseguir el enfriamiento y alcanzar su punto Curie el segundo mineral, algunos procesos poco conocidos de interacción magnética provocan que el primer mineral oriente de manera inversa al segundo, claro que para que este proceso se pueda realizar es necesario que los componentes minerales guarden ciertas relaciones de forma, tamaño e intensidades de magnetización. El otro modelo teórico es aplicable cuando dos minerales relacionados se encuentran compartiendo un átomo, y además uno sea ferromagnético parásito y el otro ferromagnético, cuyas temperatu

ras de Curie sean menor y mayor respectivamente. Estas condiciones se encuentran en algunos minerales de la serie hematita-ilmenita. - - Bajo ciertas condiciones la relación entre los dos minerales puede ser negativa y esto provocaría la reversión del mineral con temperatura de Curie más baja.

Por otro lado el paleomagnetismo ha establecido que entre los estados normal y reverso del c. m. t. han existido variaciones en la dirección -- sin llegar a constituir un cambio de polaridad. Estas variaciones registradas en el magnetismo remanente se conocen como excursiones y consisten en cambios de la dirección del campo geomagnético sin alcanzar un estado de dirección opuesta a la entonces existente, es decir que la dirección durante la excursión regresa a la dirección inicial.

Con los datos paleomagnéticos se han definido las posiciones de paleopolos magnéticos con los que se ha interpretado por un lado, el movimiento relativo entre los continentes, y por otro la actitud del campo para un intervalo de tiempo geológico.

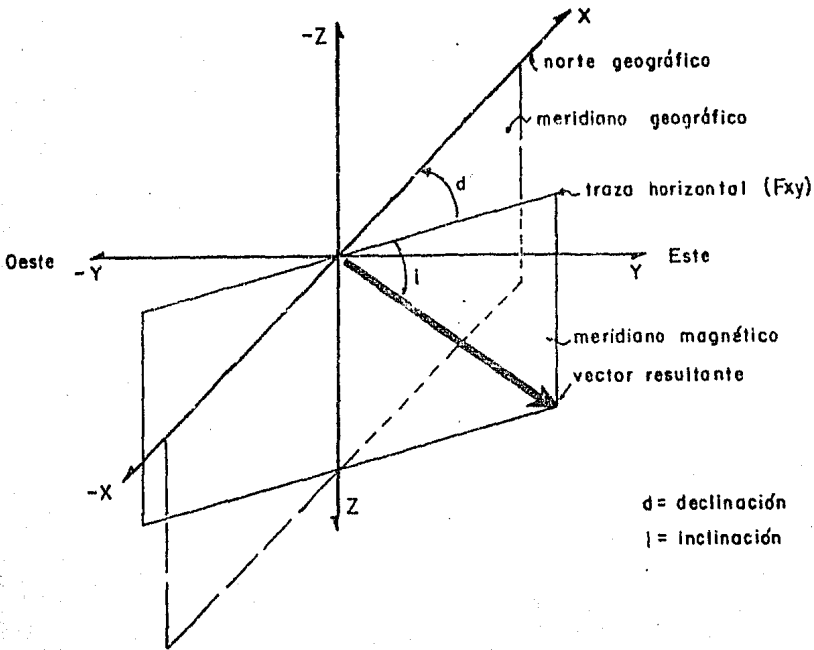
IV.g. COMPONENTES MAGNETICOS


El campo magnético registrado en las rocas puede representarse como un vector resultante y/o sus componentes dentro de un sistema de referencia. Este sistema está definido por el eje "X" o norte geográfico, el eje "Y" o este geográfico y el eje "Z" que por convención se toma positivo hacia el centro de la Tierra.

El vector resultante del c. m. t. (vector F) se representa iniciando a partir del origen (o) y en dirección y sentido que le proporciona el campo. Las proyecciones de este vector son: sobre el plano XY, la componente horizontal F_{xy} y sobre el plano YZ, la componente vertical F_z . Al plano que define estas dos proyecciones se le llama meridiano magnético y contiene al vector resultante F; al plano definido por los ejes coordenados XZ se le llama meridiano geográfico. fig. (11).

El ángulo que se forma entre estos dos planos es el ángulo de declinación magnética (d) y el ángulo que existe entre el vector F y la componente horizontal es la inclinación magnética (i).

La componente F_{xy} adquiere su máximo valor cuando el vector F se encuentra totalmente horizontal, es obvio que en este punto la componente F_z será nula; este fenómeno ocurre a lo largo de toda una línea denominada Ecuador Magnético que se sitúa en los alrededores de las latitudes más bajas. A medida que recorremos el vector hacia el norte o el sur, este tiende a inclinarse progresivamente hasta alcanzar en los polos magnéti-



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Componentes magnéticos	
U N A M	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. II

cos una posición vertical donde la componente vertical F_z será máxima y por el contrario F_{xy} será igual a cero.

Asimismo la componente horizontal F_{xy} puede descomponerse en sus proyecciones sobre los ejes X y Y que son: la componente F_{xy} proyectada sobre el eje x (f_{xy}/x) y la componente proyectada sobre el eje y (f_{xy}/y).

Los componentes magnéticos anteriormente descritos se relacionan entre sí, mediante las siguientes expresiones:

$$Z = F \sin(i)$$

$$F_{xy} = F \cos(i)$$

$$F_{xy}/x = F_{xy} \cos(D)$$

$$F^2 = (F_{xy}/x)^2 + (F_{xy}/y)^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

Mediante estas relaciones y los valores medidos en los núcleos se obtienen los valores de declinación e inclinación de las muestras según las expresiones:

$$R = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$$

$$I = \text{Sen}^{-1}(Z/R)$$

$$D = \text{tan}^{-1}(Y/X)$$

Con los valores así obtenidos, considerando la ubicación de las proyecciones de F en los cuadrantes, se hace una corrección con los datos de campo y se obtienen las direcciones medias de declinación e inclinación de los núcleos representativos de los sitios muestreados con las cuales se define la posición de paleopolos magnéticos.

IV. h. -TECNICAS DE MUESTREO

Para el presente trabajo se muestreó de acuerdo a un procedimiento de forma sistemática de unidades litológicas con el fin de estudiar la magnetización remanente natural utilizando métodos de paleomagnetismo.

El muestreo se llevó a cabo en trece localidades de las rocas volcánicas del Estado de Michoacán; en cada una de las localidades se estableció un "sitio" de muestreo sobre la base de que las rocas volcánicas efusivas han sido estudiadas y cartografiadas en trabajos geológicos anteriores consideradas como pertenecientes a la Cordillera Volcánica Mexicana.

Los métodos de paleomagnetismo consideran el hecho de que las rocas ígneas llegan a ser magnetizadas cuando se forman, y preservan un registro fósil de la dirección del campo magnético terrestre para un tiempo dado. Si esta dirección es medida, se obtiene entonces una dirección, distancia y latitud de la roca respecto a un polo magnético proporcionalmente a las líneas de fuerza del campo magnético que estuvo actuando durante el tiempo en que la roca fue magnetizada. (Wyllie, 1976).

Un sitio según Tarling (1983) es "un volúmen de material que puede ser considerado como magnetizado en un mismo tiempo". Para este trabajo

cada sitio fue designado con una letra y los ejemplares colectados fueron marcados con la letra del sitio y un número progresivo.

Los ejemplares colectados fueron obtenidos con una perforadora portátil de dos tiempos de marca Echo 400 EVL con broca cilíndrica de diamante impregnado en bronce, lubricada y enfriada con agua bombeada; los ejemplares obtenidos o núcleos tenían una longitud poco mayor de 5 cm. y 2.5 de diámetro. Los núcleos fueron individualmente orientados respecto al norte magnético con brújula colocada sobre una base de aluminio (rumbo de campo) y se midió el ángulo de inclinación entre una línea marcada en el núcleo y la horizontal (inclinación de campo). Las rocas de los núcleos fueron marcadas con un alambre de cobre sobre una ranura de un tubo de bronce antes de proceder a extraerlos. (fig. 12).

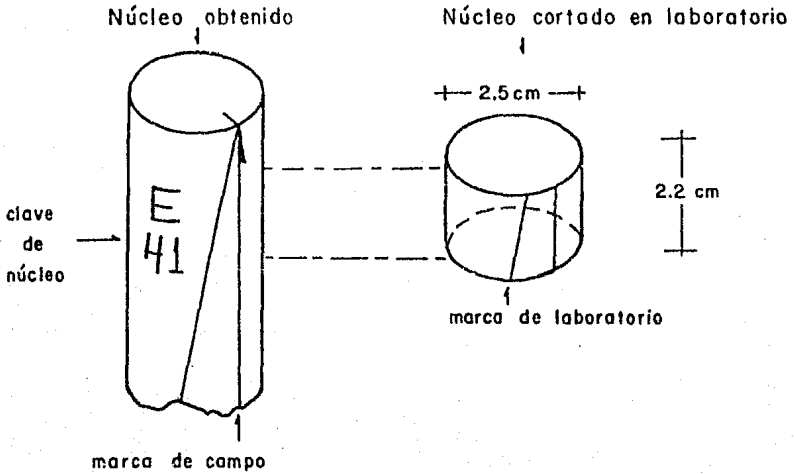
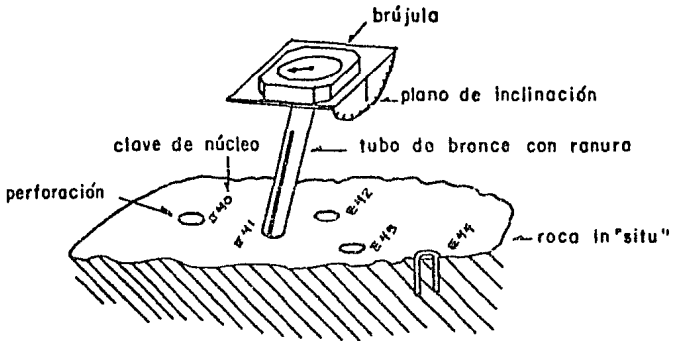
Posteriormente en laboratorio, los núcleos fueron cortados con un disco de diamante obteniéndose pequeños cilindros de aproximadamente 2.5 cm. de diámetro y 2.2 cm. de alto que es un tamaño adecuado para utilizarse en magnetómetros y desmagnetizadores, esto se hace con el fin de eliminar la superficie intemperizada y utilizar solamente la parte más fresca de la roca.

Teóricamente, la remanencia primaria de los núcleos cortados de un mismo sitio deberán tener parámetros magnéticos uniformes que permi

tan determinar las direcciones e intensidades promedio mediante un -
análisis estadístico.

Fueron muestreados trece sitios en los cuales se perforaron un promeu
dio de 8 núcleos obteniéndose un total de 104 núcleos en buenas condiciou
nes que fueron cortados en el laboratorio.

Orientador de núcleos
en campo



 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Técnicas de muestreo y tratamiento de núcleos	
	TESIS PROFESIONAL	Iván Alar O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 12

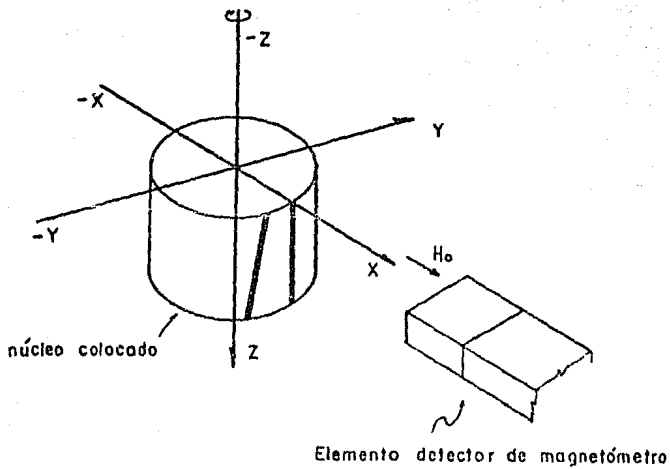
IV.i. -TECNICAS DE MEDICION

Con los núcleos marcados y cortados de forma adecuada se procede a medir las proyecciones del vector resultante de los minerales magnéticos según los ejes x , $-x$, y , $-y$, z , $-z$, utilizando un magnetómetro de puerta de flujo no rotativo. Este magnetómetro consiste de un detector de alta permeabilidad magnética para campos débiles; el detector es de un material de alta permeabilidad que se satura fácilmente en la presencia de un campo continuo H_0 del núcleo, el que se hace girar para obtener los componentes del vector resultante amplificados y medidos en un magnetómetro HF-5000 en un rango de 2 (1 división = 0.002 oersted). -- ver fig. (13).

En los estudios paleomagnéticos por convención se representan las direcciones de la magnetización remanente natural mediante una red estereográfica; las direcciones con inclinación positiva se marcan con puntos y las direcciones con inclinación negativa se marcan con círculos.

En paleomagnetismo es frecuente utilizar la técnica de desmagnetización térmica parcial de la m. r. n. de una roca en etapas sucesivas y crecientes con el fin de valorar su estabilidad debido a que la magnetización remanente térmica es muy estable a través del tiempo geológico.

De los núcleos obtenidos para cada sitio se escogió un núcleo o muestra



Sistema de referencia

$X, -X$ componentes en la dirección X
 $Y, -Y$ " " " " Y
 $Z, -Z$ " " " " Z

	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Técnicos de laboratorio	
U N A M	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 13

piloto para utilizarse en un proceso de desmagnetización térmica.

De acuerdo al procedimiento de desmagnetización se grafican valores de intensidad observada/inicial contra unidades de grados centígrados, oersteds o militesla. Asimismo se grafican proyecciones ortogonales o de Zijderveld con los valores de desmagnetización con el objetivo de -- analizar los componentes de la m. r. n.

IV. j. -PROCEDIMIENTOS DE DESMAGNETIZACION

Las técnicas de desmagnetización son procedimientos que han sido utilizadas para estudiar el comportamiento de la m. r. n. .

Cuando se mide la m. r. n. de una muestra se mide una magnetización - que resulta de la suma de una componente principal o primaria y otras de carácter secundario que pueden ser definidas y separadas convenientemente mediante procedimientos de desmagnetización. Esto puede ser visualizado a través de un análisis de gráficas y/o proyecciones de los valores medidos durante los procesos de desmagnetización que han sido agrupados de acuerdo a las técnicas empleadas y son los siguientes:

- 1) Desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes.
- 2) Desmagnetización térmica.

El procedimiento de desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes consiste en aplicar un campo alterno de una magnitud dada y disminuyendo éste gradualmente hasta cero.

Por medio de este proceso se anulan las magnetizaciones cuyos vectores de fuerza sean paralelos al campo magnético alterno inicial y cuyas fuerzas coercitivas sean iguales o menores al mismo campo. El objetivo de este procedimiento es destruir las componentes débiles y dejar la magnetización residual como la representativa de la magnetización -

principal. Los valores obtenidos durante el proceso pueden graficarse contra las unidades oersted o unidades de militeslas donde pueden ser observadas las actitudes de bloqueo o coercitividad de los componentes magnéticos. (Coell-Cox, 1967; Tarling, 1983).

El procedimiento de desmagnetización térmica consiste en calentar los núcleos de roca para reducir la magnetización de sus componentes magnéticos cuando las temperaturas aplicadas van en orden creciente de 50°C hasta temperaturas Curie de los minerales ferromagnéticos. Después de cada etapa de calentamiento las muestras son enfriadas a temperaturas ambiente bajo un aislamiento contra campos magnéticos naturales presentes.

Durante cada etapa de calentamiento-enfriamiento se miden las componentes de la magnetización en el magnetómetro para observar la intensidad de la magnetización remanente cuando se gráfica la intensidad (J_0/J_i) contra grados centígrados. J_0 es la intensidad de magnetización observada durante cada etapa y J_i es la intensidad inicialmente medida antes de someter la muestra a un proceso de desmagnetización térmica.

Los valores de desmagnetización proporcionan de un gráfico escalonado en donde es posible analizar la magnetización total de una muestra así como sus posibles magnetizaciones característica o principal y secundaria. Según Zijdeveld (1967) la mejor información es proporcionada por

una combinación de algunas proyecciones ortogonales de una curva - - cuyo vector resulta de la magnetización natural descrita durante el proceso de desmagnetización (Collison et. al, 1967).

El análisis de cambios en la dirección e intensidad de la magnetización remanente residual permite deducir el estado en el cual las magnetizaciones remanentes secundarias desaparecen o llegan a ser ilegibles. -- Este estado es generalmente caracterizado por un pequeño cambio en la dirección de la magnetización remanente residual y un comportamiento asintótico de la curva de intensidad normalizada (Urrutia, 1976).

La desmagnetización por medio de altas temperaturas permite definir - la temperatura de bloqueo de los principales componentes magnéticos - de la m. r. n. .

Sobre la base de estos parámetros magnéticos y muy particularmente - de los valores de la temperatura de bloqueo y Curie, es posible identificar los principales minerales magnéticos constituyentes de la roca en - estudio.

Para el presente trabajo se utilizó el método de desmagnetización térmica lo que permitió obtener información acerca de los minerales ferro--magnéticos portadores de la magnetización remanente primaria así - - como las temperaturas de bloqueo.

IV. k. -MAGNETO ESTRATIGRAFIA

Durante la Segunda Guerra Mundial se descubrió que el fondo del Océano Atlántico presentaba disturbios magnéticos locales y anomalías del campo magnético debido a rocas magnetizadas sobre el piso oceánico.

El amplio campo magnético pudo ser extraído dejando un registro de una anomalía magnética de orientación altamente variable. Las rocas fuertemente magnetizadas en la dirección del campo actual se interpretaron -- como rocas con una anomalía positiva; las rocas magnetizadas de manera contraria se interpretaron como rocas con una anomalía negativa.

Estudios posteriores indicaron que las anomalías positivas de gran magnitud correspondían a grandes expresiones topográficas a las que se les -- llamó cordilleras oceánicas. Asimismo se descubrió que dichas anomalías presentaban una simetría respecto a las cordilleras y posteriormente se comprobó que la edad de las rocas del piso oceánico también pre-- sentaban simetría respecto a las cordilleras y que crecían en edad con-- forme se alejaban de ellas.

Los fechamientos radiométricos permitieron establecer el carácter universal de la polaridad del c. m. t. para un mismo tiempo geológico con lo -- que se construyó una escala de cambios de polaridad para las rocas de -- los fondos oceánicos. De esta forma, las anomalías magnéticas regis--

tradas como un magnetismo fósil, han proporcionado a la geología una útil herramienta para establecer una correlación magnética para rocas de la misma edad y una magnetoestratigrafía para rocas de diferente edad. Si la remanencia magnética fósil de las rocas es de carácter universal, bajo ciertos casos y condiciones pueden utilizarse tanto las direcciones y polaridades magnéticas como elementos de datación y correlación geológica (Cox, 1973; Valencio, 1980). La posición de un paleopolo magnético calculado para una unidad geológica puede ser utilizada como elemento de correlación respecto a otras unidades de edad conocida cuya polaridad también se conoce. De la misma manera los cambios de polaridad pueden sujetarse a comparaciones con aquellos de las rocas cuyas edades son conocidas.

Dado que muchas veces no se dispone de fechamientos de rocas, se utilizan los datos de polaridad del magnetismo remanente natural para extrapolarlos a rocas o unidades litológicas de áreas que han sido trabajadas con métodos paleomagnéticos partiendo del hecho de que para las rocas en cuestión se ha asignado un rango de edad aproximada que ha sido interpretada por datos de morfología, estratigrafía, correlación litológica y paleontológica o relaciones de campo.

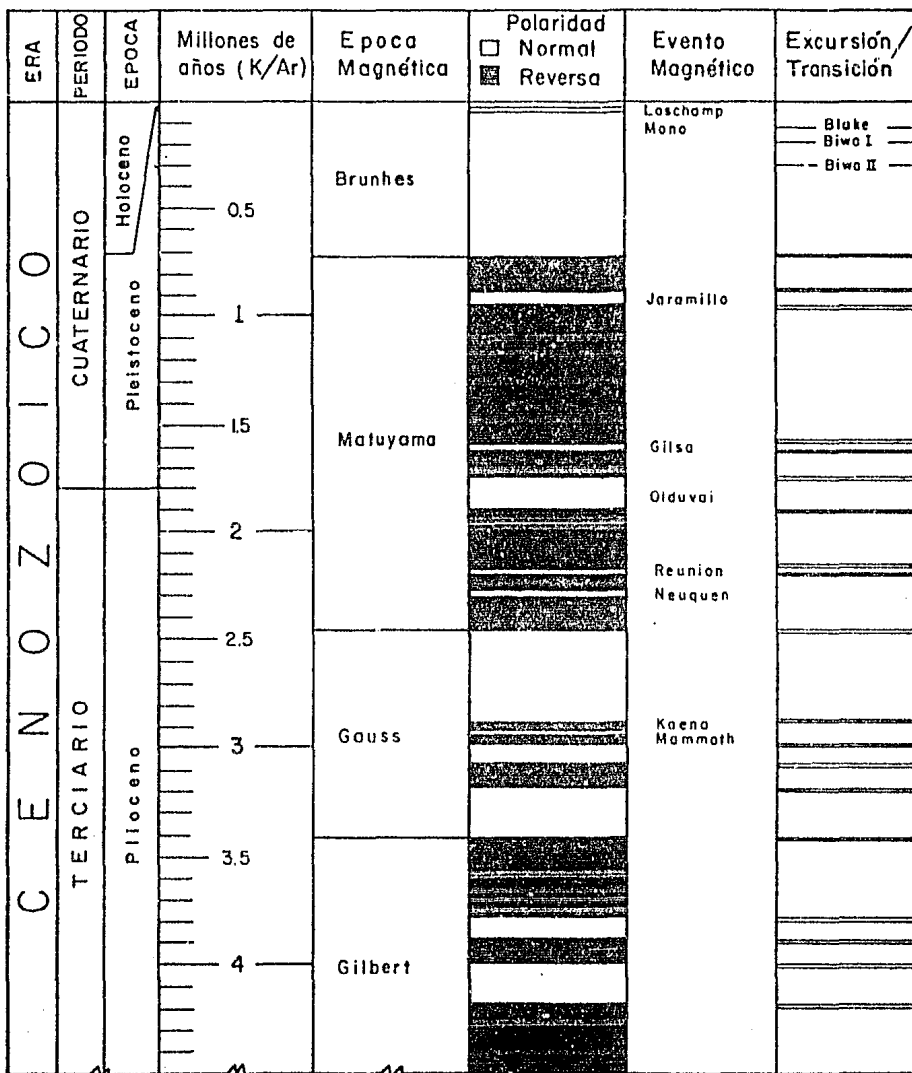
Si la edad de una roca ha sido obtenida mediante algún método de radiometría, la polaridad que presentan es de gran utilidad para definir la

cronología de las polaridades del c. m. t. para un bloque continental. - Este criterio ha sido recientemente utilizado en la interpretación de la paleogeografía de los bloques continentales de acuerdo a la teoría de la tectónica de placas.

Para los flujos de lava del fondo oceánico de las cuales se conoce su polaridad, se ha establecido una escala del tiempo de reversiones magnéticas mediante fechamientos radiométricos para los últimos 4.0 millones de años. (fig. 14).

Sin embargo para las rocas del Pleistoceno Tardío y Holoceno los errores de los métodos de fechamiento de edad absoluta constituyen una dificultad para la utilización de la escala geomagnética para intervalos de tiempo menores de 50,000 años. Para salvar esta dificultad, en el presente trabajo se muestrearon rocas fechadas por el método de Carbono 14 de las cuales se obtuvo su polaridad que sirvieron de base para analizar las polaridades de las rocas del área de estudio y así establecer una magnetoestratigrafía como un medio indirecto para determinar edades relativas.

Se hace la consideración de que la edad y correlación magnéticas para las rocas del Cenozoico Tardío deben basarse en la cronología de las reversiones de polaridad del c. m. t. para los últimos 4.0 millones de años.



Cox, 1973; Press, 1974; Scientific American, 1974; Mc. Dougall, 1979; Valencio, 1980; Tarling, 1983; Merrill et. al., 1983



FACULTAD DE INGENIERIA

Escuela de polaridad radiométrica-paleomagnética

UNAM

TESIS PROFESIONAL

Iván Alor O. Jesús Uribe L.

1986

Fig. 14

La duración estimada para las épocas geomagnéticas es de 0.25 a 0.5 millones de años mientras que los períodos de transición han sido estimados en cerca de 10,000 años (Cox, 1973). Para las Epocas Pleistoceno Tardío y Holoceno la polaridad magnética es normal a la que se ha llamado Epoca Brunhes definida entre los últimos 0.720 m. de a. Esta época presentó los Eventos Magnéticos Reversos Laschamp (hace 0.012 m. de a.) y Mono (hace 0.024 m. de a.) así como las excursiones Blake (0.108 m. de a.), Biwa I (0.180 m. de a.) y Biwa II (0.295 m. de a.).

Para el Pleistoceno Temprano y Plioceno Tardío la polaridad fue de carácter reverso a la que se ha llamado Epoca Matuyama definida entre 0.720 y 2.47 m. de a.. Esta época presentó varios eventos magnéticos de carácter normal como son: Evento Jaramillo (definido entre 0.89 y 0.94 m. de a.); Evento Gilsa (hace 1.62 m. de a.); Evento Olduvai (entre 1.76 y 1.91 m. de a.).

Los eventos magnéticos dentro de la Epoca Matuyama presentaron períodos de transición en sus límites superior e inferior generalmente con un lapso de tiempo igual o menor de los 10,000 años. Durante el Plioceno Medio y Temprano ocurrieron las Epocas Magnéticas Gauss y Gilbert de carácter normal y reverso respectivamente; la Epoca Gauss está definida entre 2.47 y 3.41 m. de a. y presentó los Eventos Magnéticos

Kaena (hace 2.9 m. de a.) Mammoth (hace 3.0 m. de a.) y otro Evento sin nombre (entre 3.1 y 3.2 m. de a.), todos de carácter reverso.

La Epoca Gilbert es de edad menor que 3.41 m. de a. y hasta los últimos 4 m. de a. presentó un solo evento magnético normal hace 3.8 a - 3.9 m. de a. (ver fig. 14).

IV.1. CALCULO DE POSICIONES POLARES.

El cálculo de las posiciones polares es un dato muy útil en la interpretación de las direcciones del campo magnético terrestre que actuó durante el pasado, este dato también se utiliza para hacer una correlación magnetoestratigráfica entre unidades de roca para un mismo tiempo geológico - así como también se utiliza para la interpretación de las posiciones de los continentes según la teoría de la deriva continental bajo la hipótesis de que en el pasado el c. m. t. se comportó como dipolar, axial y geocéntrico.

Para el cálculo se requiere conocer las direcciones medias de la magnetización remanente principal de las rocas muestreadas en un sitio, que se obtienen con el método estadístico de Fisher el cual proporciona datos - con un confiabilidad del 95% ($\alpha 95$); esto significa que hay un 95% de probabilidad de que la dirección principal verdadera caiga dentro del cono de confianza alrededor de la dirección principal observada. De igual manera la constante de Fisher (k) constituye un parámetro de precisión que varía de cero, si todos los vectores de una población de datos están uniformemente distribuidos, a infinito si todos ellos son iguales a la dirección principal (Valencio, 1980; Tarling, 1983).

El cálculo requiere también la ubicación geográfica del sitio de muestreo (longitud y latitud), datos que se grafican en un estereograma para obtener un paleomeridiano sobre el que se encuentra el paleopolo magnético, el --

cual se calcula con la expresión de la paleocolatitud:

$$\delta \quad \cotg \psi = \frac{1}{2} \frac{t I}{g}$$
$$\psi = \cotg^{-1} \left(\frac{1}{2} \frac{t I}{g} \right)$$

dado que la inclinación observada está directamente relacionada a la distancia angular del paleopolo magnético.

Con las coordenadas de los paleopolos magnéticos calculados se grafica posteriormente una curva de deriva polar que resume los datos paleomagnéticos de una región durante un tiempo geológico. Los datos de una curva pueden ser interpretados como movimientos continentales a lo largo del tiempo geológico o bien, variaciones importantes del campo magnético.

IV. m. SITIOS TRABAJADOS.

Para el presente trabajo se muestrearon trece sitios en total y se perforaron ocho núcleos por sitio de los que se obtuvieron los valores de declinación e inclinación en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica (U.N.A.M.). Los datos obtenidos se procesaron mediante dos programas de computadora; uno para las correcciones de campo y otro para el cálculo de los valores promedio.

Debido a que algunos sitios presentaron valores de declinación e inclinación dispersos, se recalcularon los valores promedio con los datos seleccionados por un método gráfico que consiste en tomar el valor inicial de la desviación estandar en grados como radio de un círculo dentro del cual quedan comprendidos los datos que están mas próximos al valor promedio verdadero.

Posteriormente se calculó la posición del paleopolo para cada sitio.

De los núcleos de cada sitio se escogió uno como muestra piloto con altos valores de magnetización para someterlo al proceso de desmagnetización térmica y así mismo se escogió uno para obtener una sección delgada y hacer su estudio petrográfico.

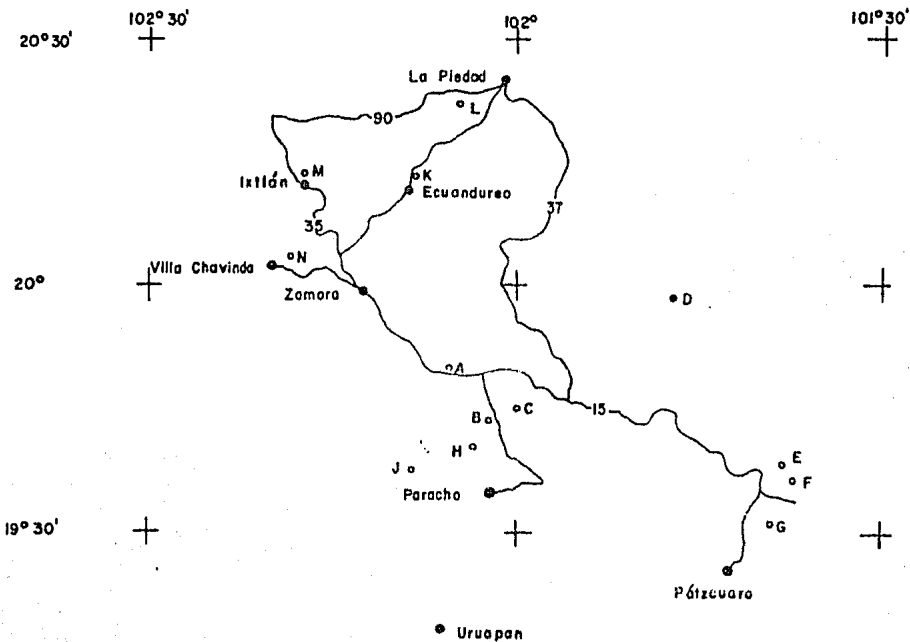
Los datos obtenidos del "lavado" térmico permitieron construir las gráficas de intensidad contra grados centígrados y de proyección ortogonal para analizar la composición y las magnetizaciones remanentes de los mi-

nerales magnéticos de las rocas.


Los sitios trabajados fueron seleccionados por presentar características geológicas y morfológicas bien definidas con el fin de evitar fuentes de dispersión de los datos paleomagnéticos; el intemperismo físico y químico, la formación de suelos, la rotación de bloques, el fracturamiento y plegamiento son características que se trataron de evitar lo que permitió hacer un adecuado muestreo y medición tanto en campo como en el laboratorio. (ver fig. 14a)

Otros sitios fueron considerados pero no se presentaron adecuados para el muestreo por lo que fueron descartados durante el trabajo de campo.

A continuación se describen los sitios y se muestran las gráficas obtenidas para cada uno.



- SITIO
- Población o ciudad
- 15— Carretera

 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Ubicación de los sitios.	
	T E S I S P R O F E S I O N A L	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1 9 8 6	Fig. 14a

SITIO A "CHILCHOTA"

El sitio A se encuentra a las afueras del poblado Chilchota aproximadamente a 27.5 km. al SE de la ciudad de Zamora, tiene por coordenadas $19^{\circ} 50.39'$ de latitud norte y $102^{\circ} 6.96'$ de longitud oeste.

En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 1 al 8, en un frente de colada lávica. La unidad se presenta muy compacta, poco fracturada, formando lomas poco redondeadas, con un suelo escaso. La roca se clasificó como andesita y al microscopio presenta una textura traquítica con mineralogía de plagioclasas cálcicas, ferromagnesianos y opacos. (ver anexo petrográfico y tabla 2 y 3).

Los valores de declinación e inclinación media por el método estadístico son $D_m = 319.0777^{\circ}$, $I_m = 32.2643^{\circ}$, $\alpha = 95 = 9.1740$ y $K = 70.5188$ que indican que para las rocas de este sitio se presenta una polaridad normal correspondiente a la Epoca Brunhes dado que las rocas tienen una edad relativa del Pleistoceno Tardío. (fig. 15).

El núcleo A-7 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización, del que se obtuvieron valores con los que se construyeron las gráficas de la fig. (16) las que muestran que los minerales opacos portadores del magnetismo remanente de las rocas son de la serie de las titanomagnetitas con una temperatura Curie de 500°C la cual se puede ubicar

en la (fig. 10).

La gráfica de proyección ortogonal o de Zijderveld muestra una magnetización remanente primaria con magnetización secundaria asociada destruida aproximadamente a los 300°C del proceso de desmagnetización térmica.

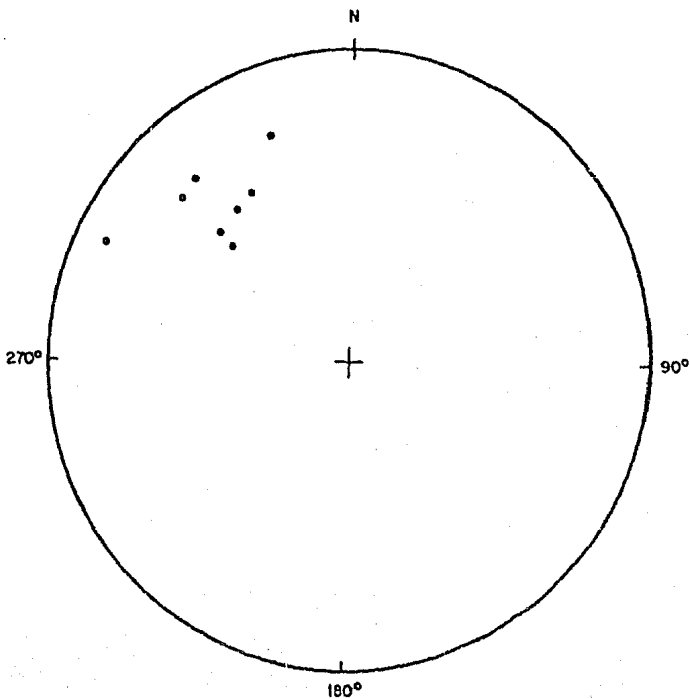
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación media tiene por latitud 71° latitud norte y una longitud de 155° de longitud oeste.


VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: A

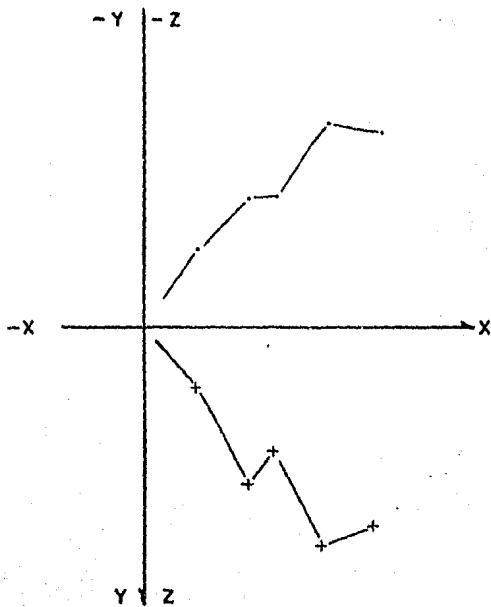
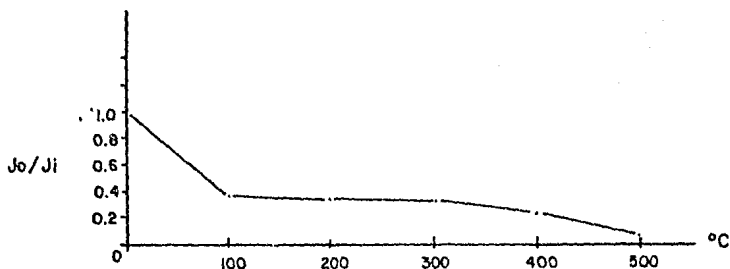
D (1) = 313.5100	I (1) = 24.1100
D (2) = 322.0900	I (2) = 38.1200
D (3) = 295.2900	I (3) = 10.9900
D (4) = 328.4300	I (4) = 36.2400
D (5) = 313.5000	I (5) = 45.5000
D (6) = 313.6100	I (6) = 39.6000
D (7) = 339.9000	I (7) = 23.8000
D (8) = 318.4300	I (8) = 22.6100

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: A


El valor del vector resultante es:	4.9433
La declinación media (en grados) es:	319.0777
La inclinación media (en grados) es:	32.2643
La constante de Fisher es:	70.5188
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	9.1740
El error probable (en grados) es:	8.0381
La desviación estandar (en grados) es:	9.6457
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	16.6715
El error circular estandar (en grados) es:	4.3137
La desviación estandar angular (en grados) es:	8.6386



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Declinación e inclinación del sitio A.	
	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 15



— Plano XY
 + → Plano XZ

 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio A.	
	TESIS PROFESIONAL	Ivón Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 16

SITIO B "EL DERRUMBADERO"

El sitio B se encuentra a 20 km. al norte del poblado de Paracho y tiene - por coordenadas $19^{\circ} 46.05'$ de latitud norte y $102^{\circ} 0.75'$ de longitud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 9 al 16, en un frente - de derrame del volcán "El derrumbadero".

La unidad se presenta muy fracturada, con morfología de lomas cerca del cono volcánico. La roca se clasificó como andesita de hiperstena. Al microscopio presenta una textura traquítica con mineralogía de plagioclasas cálcicas y sódicas, ferromagnesianos y opacos (ver anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media de la magnetización remanente son: $D_m = 209.9073^{\circ}$, $I_m = 49.4360$, $\alpha_{95} = 17.1852$. $K = 16.1497$. La dirección es intermedia, lo que indica una probable excursión paleomagnética correspondiente a la Epoca de polaridad normal Brunhes ya que las rocas tienen una edad relativa del Pleistoceno Medio. (fig. 17).

El núcleo B-8 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización térmica del que se obtuvieron las gráficas de la figura (18) que muestran que los minerales portadores del magnetismo remanente de las rocas son de la serie de las titanomagnetitas con temperatura Curie de 500°C .

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización remanente

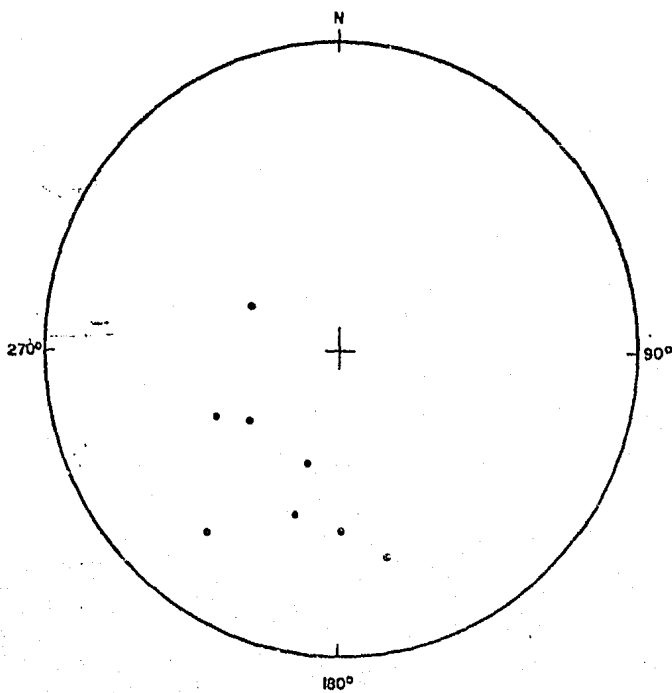
principal primaria y una secundaria asociada destruida aproximadamente a los 200°C del proceso de desmagnetización. La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación media tiene una latitud de -- 20° de latitud sur y una longitud de 146° de longitud oeste.

VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: B

D (1) = 166.6800	I (1) = 31.9300
D (2) = 179.4000	I (2) = 41.8000
D (3) = 217.2900	I (3) = 27.3900
D (4) = 196.4900	I (4) = 43.9500
D (5) = 296.4900	I (5) = 63.5000
D (6) = 243.9600	I (6) = 51.4000
D (7) = 196.0000	I (7) = 59.0600
D (8) = 233.9300	I (8) = 59.6600

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: B

El valor del vector resultante es:	5.6904
La declinación media (en grados) es:	209.9073
La inclinación media (en grados) es:	49.4360
La constante de Fisher es:	16.1497
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	17.1852
El error probable (en grados) es:	16.7966
La desviación estandar (en grados) es:	20.1559
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	34.8374
El error circular estandar (en grados) es:	8.2286
La desviación estandar angular (en grados) es:	18.4863



FACULTAD DE INGENIERIA

Declinación e inclinación
del sitio B.

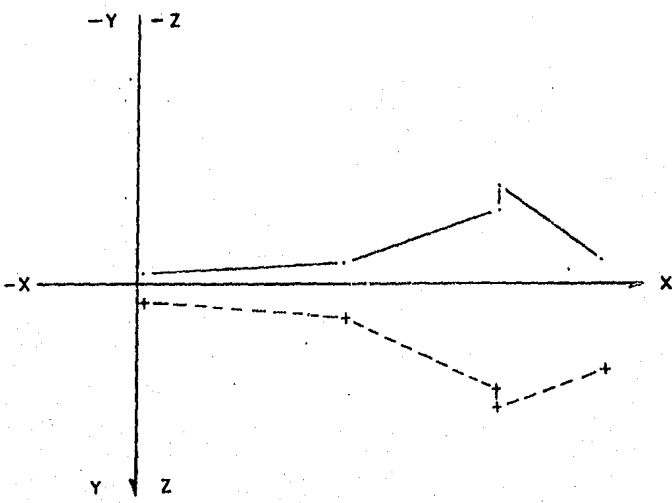
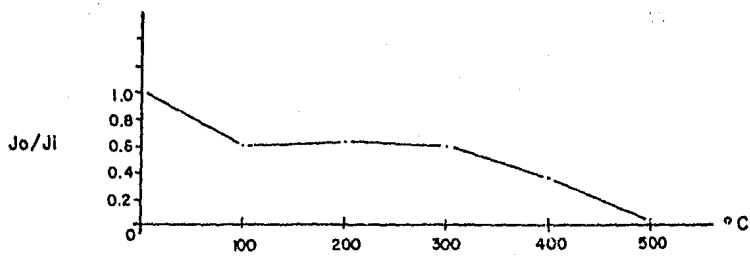
UNAM

TESIS
PROFESIONAL

Iván Alor O.
Jesús Uribe L.

1986

Fig. 17



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio B.	
TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.	
1986	Fig. 18	

SITIO C "EL PUEBLITO"

El sitio C se encuentra a 18 km. al oeste de la ciudad de Zacapu y tiene - por coordenadas $19^{\circ} 49.23'$ de latitud norte y $101^{\circ} 55.02'$ de longitud - - oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 17 al 24, en -- un frente de colada de un cono cinerítico. La unidad se presenta muy - - fracturada definiendo grandes bloques y formando pequeñas lomas de - - fragmentos de roca y piroclastos. La roca se clasificó como andesita ba - sáltica de olivino y que al microscopio presenta una textura subofítica con mineralogía de plagioclasas cálcicas y sódicas, ferromagnesianos y opa - cos. (ver anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media por el método estadístico son: $D_m = 88.9312^{\circ}$, $I_m = 44.6009^{\circ}$, $\alpha_{95} = 7.3277$ y $K = 109.9921$ (fig. 19). La dirección intermedia indica una probable excursión magnética corres - pondiente a la Epoca Brunhes ya que las rocas tienen una edad relativa del Pleistoceno Medio (0.029 millones de años, según Hasenaka y Carmichael, 1985). El núcleo C-22 se utilizó como muestra piloto para el proceso de - desmagnetización del que se obtuvieron las gráficas de la fig. (20) que -- muestran que los minerales portadores del magnetismo remanente de las rocas son de la serie de la titanomagnetita con temperatura Curie de - - 500°C aproximadamente.

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización remanente

primaria y una débil secundaria asociada destruida sobre los 100°C del -
proceso de desmagnetización térmica.

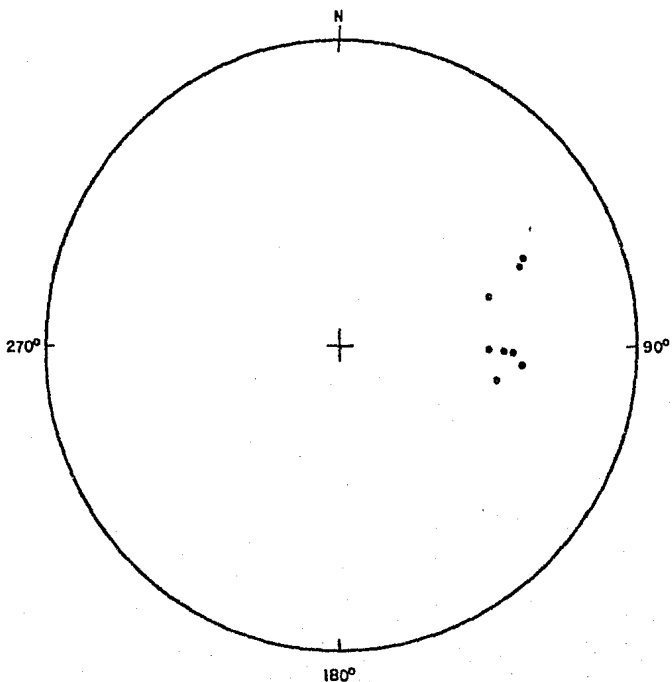
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación
media tiene por latitud 27° de latitud norte y una longitud de 38° de longi-
tud oeste.

VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: C

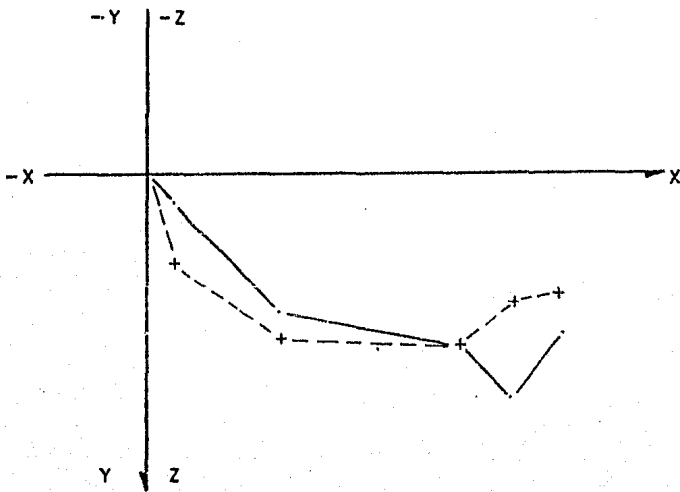
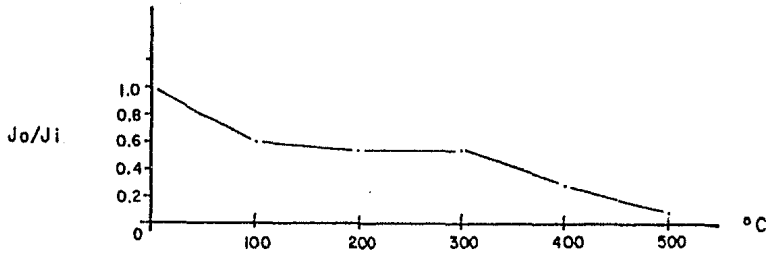
D (1) = 65.0800	I (1) = 33.3100
D (2) = 66.7800	I (2) = 34.7100
D (3) = 72.1400	I (3) = 47.7200
D (4) = 101.5200	I (4) = 45.5800
D (5) = 92.0700	I (5) = 41.9700
D (6) = 91.3700	I (6) = 48.7700
D (7) = 91.7600	I (7) = 44.3000
D (8) = 95.5800	I (8) = 38.7700

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: C

El valor del vector resultante es:	4.9636
La declinación media (en grados) es:	88.9312
La inclinación media (en grados) es:	44.6009
La constante de Fisher es:	109.9921
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	7.3277
El error probable (en grados) es:	6.4361
La desviación estandar (en grados) es:	7.7233
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	13.3490
El error circular estandar (en grados) es:	3.4540
La desviación estandar angular (en grados) es:	6.9146



FACULTAD DE INGENIERIA	
Declinación e inclinación del sitio C	
TESIS PROFESIONAL	Iván Alar O. Jesús Uribe L.
1986	Fig. 19



 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio C.	
	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 20

SITIO D "UREQUIO"

El sitio D se encuentra a 25 km. al noreste de la ciudad de Zacapu y tiene por coordenadas $19^{\circ} 57.56'$ de latitud norte y $101^{\circ} 41.53'$ de longitud - - oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 25 al 32, en un frente de derrame lávico. La unidad se presentó muy fracturada desarrollando bloques y formando pequeñas lomas. La roca se clasificó como - - basalto de olivino y piroxenos y al microscopio presenta una textura offitica con mineralogía de plagioclasas zoneadas cálcicas y sódicas, ferro- - magnesianos y opacos (ver anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 311.4118^{\circ}$, - - $I_m = 9.8164^{\circ}$, $\alpha = 95 = 18.9605$ y $K = 17.2364$, que indican una polaridad normal correspondiente a la Epoca Brunhes ya que las rocas tienen una edad relativa del Pleistoceno Medio (fig. 21).

El núcleo D-36 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización del que se obtuvieron las gráficas de la fig. (22) que muestran que los minerales portadores del magnetismo remanente de las rocas son de la serie de las hematitas con temperatura Curie mayor de los 500°C .

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización remanente primaria y dos secundarias asociadas destruidas hasta los 400°C del proceso de desmagnetización térmica.

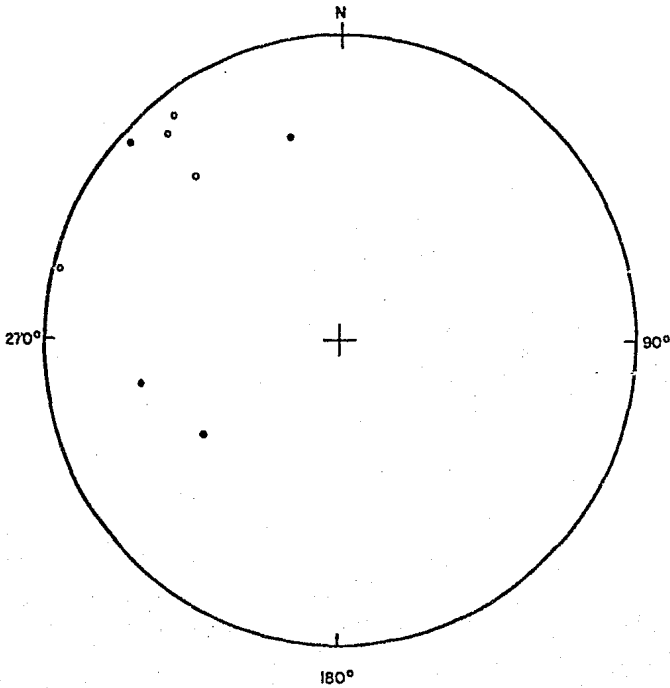
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación - media tiene por latitud 69° de latitud norte y una longitud de 177° de longitud oeste.


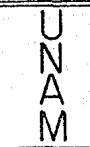
VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: D

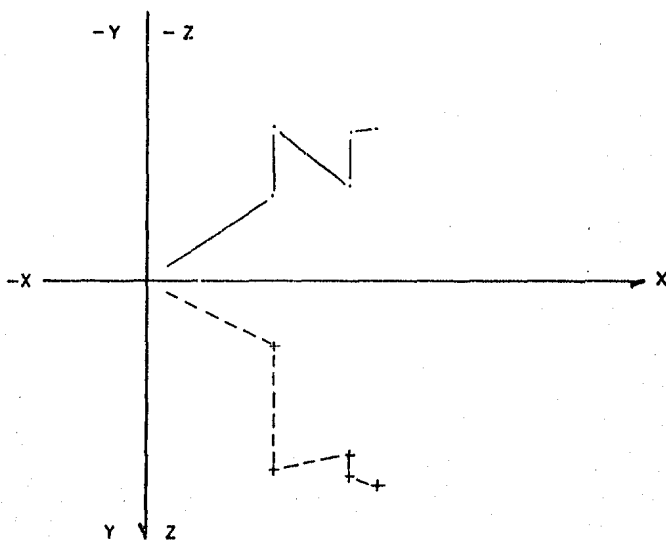
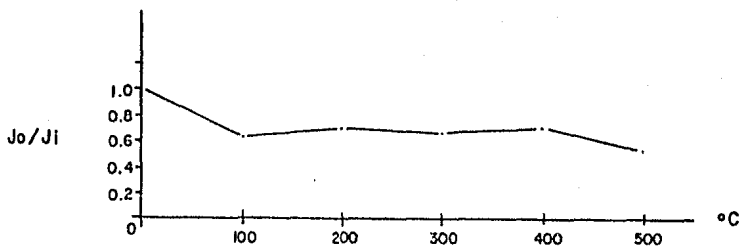
D (1) = 236.5700	I (1) = 44.0900
D (2) = 312.8600	I (2) = 4.0900
D (3) = 258.1700	I (3) = 30.8600
D (4) = 322.3800	I (4) = - 8.9800
D (5) = 345.9700	I (5) = 31.7400
D (6) = 318.5400	I (6) = -28.6000
D (7) = 319.1900	I (7) = -11.5200
D (8) = 284.3300	I (8) = - 2.8500

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: D

El valor del vector resultante es:	4.7679
La declinación media (en grados) es:	311.4118
La inclinación media (en grados) es:	9.8164
La constante de Fisher es:	17.2364
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	18.9605
El error probable (en grados) es:	16.2585
La desviación estandar (en grados) es:	19.5102
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	33.7213
El error circular estandar (en grados) es:	8.7252
La desviación estandar angular (en grados) es:	17.5248



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Declinación e inclinación del sitio D.	
	TESIS PROFESIONAL	Iván Alar O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 21



FACULTAD DE INGENIERIA

Desmagnetización y proyección
ortogonal del sitio D.

TESIS
PROFESIONAL

Iván Alor O.
Jesús Uribe L.

1986

Fig. 22

SITIO E "LA MINA"

El sitio E se encuentra a 3.5. km. al noroeste del poblado de Capula y -- tiene por coordenadas $19^{\circ} 43.16'$ de latitud norte y $101^{\circ} 25.75'$ de longitud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 33 al 40, en un frente de derrame del volcán llamado "La Mina". La unidad se presenta -- muy compacta, poco fracturada, sobreyaciendo brechas volcánicas y material de lapilli. La roca se clasificó como basalto de olivino y al microscopio presenta una textura hialoóptica con mineralogía de plagioclasas -- cálcicas y sódicas, ferromagnesianos y opacos (ver anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 330.9456^{\circ}$, -- $I_m = 42.6442^{\circ}$, $\alpha 95 = 3.535$ y $K = 246.5092$, que indican una polaridad normal correspondiente a la Epoca Brunhes ya que las rocas tienen una edad relativa del Pleistoceno Tardío (0.017 millones de años, según Hasenaka y Carmichael, 1985). (fig. 23)

El núcleo E-40 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización del que se obtuvieron las gráficas de la fig. (24) que muestran que los minerales portadores de la magnetización remanente de las rocas son de la serie de las hematitas con temperatura Curie mayor de los -- 500°C .

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización remanente

primaria y una débil secundaria destruida a los 100° C del proceso de des magnetización térmica.

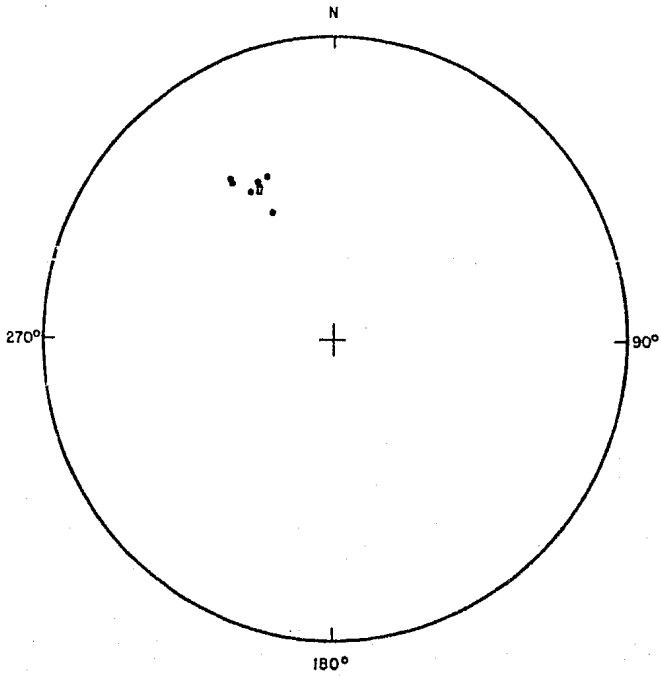
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación media tienen por latitud 75° de latitud norte y una longitud de 138° de longitud oeste.

VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: E

D (1) = 333.1200	I (1) = 41.4900
D (2) = 325.6400	I (2) = 37.5600
D (3) = 332.4300	I (3) = 43.2000
D (4) = 325.5400	I (4) = 37.9900
D (5) = 333.9300	I (5) = 51.0600
D (6) = 336.4100	I (6) = 41.1600
D (7) = 332.2200	I (7) = 44.3700
D (8) = 329.3500	I (8) = 43.8600

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: E

El valor del vector resultante es:	7.9716
La declinación media (en grados) es:	330.9456
La inclinación media (en grados) es:	42.6442
La constante de Fisher es:	246.5092
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	3.5350
El error probable (en grados) es:	4.2992
La desviación estandar (en grados) es:	5.1590
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	8.9168
El error circular estandar (en grados) es:	1.8240
La desviación estandar angular (en grados) es:	4.8290



FACULTAD DE INGENIERIA

Declinación e inclinación
del sitio E.

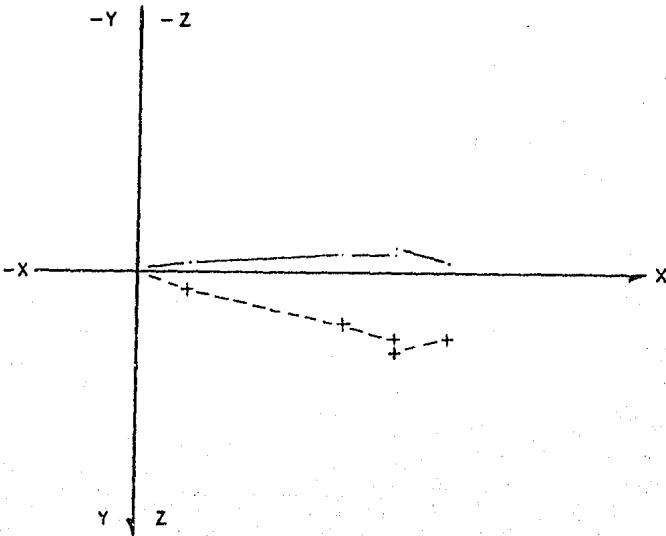
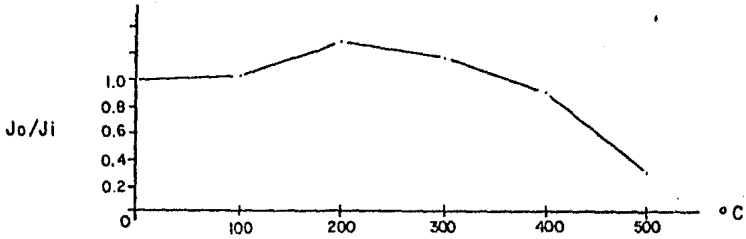
TESIS
PROFESIONAL

Iván Alor O.
Jesús Uribe L.

1 9 8 6

Fig. 23

UNZU



 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio E.	
TESIS PROFESIONAL	Iván Alor Q. Jesús Uribe L.	
1986	Fig. 24	

SITIO F "EL MELON"

El sitio F se encuentra a 3 kilómetros del poblado de Capula y tiene por coordenadas $19^{\circ} 40.3'$ de latitud norte y $101^{\circ} 25.2'$ de longitud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 41 al 48, en el derrame lávico del volcán "El Melón". La unidad se presenta poco compacta, fracturada y desarrollando un suelo. La roca se clasificó como basalto andesítico que al microscopio presenta una textura pilotaxítica con mineralogía de plagioclasas sódicas y cálcicas, ferromagnesianos y opacos (ver -- anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 344.6720^{\circ}$, --- $I_m = 15.9148^{\circ}$, $\alpha 95 = 6.8187$ y $K = 97.5082$, que indican una polaridad normal correspondiente a la Epoca Brunhes ya que las rocas tienen una edad relativa del Pleistoceno Medio. (fig. 25)

El núcleo F-48 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización del que se obtuvieron las gráficas de la fig. (26) que muestran que los minerales portadores de la magnetización remanente de las rocas son de la serie titanomagnetitas con temperatura Curie arriba de los --- 500°C .

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización remanente primaria y una débil secundaria la que se destruyó a los 100°C del proceso

so de desmagnetización térmica.

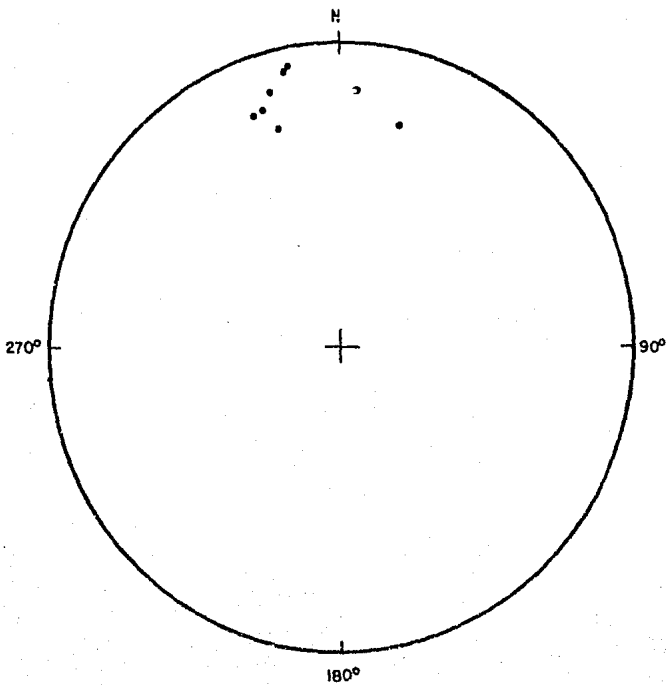
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación media tiene por latitud 85° de latitud norte y una longitud de 50° de longitud este.


VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: F

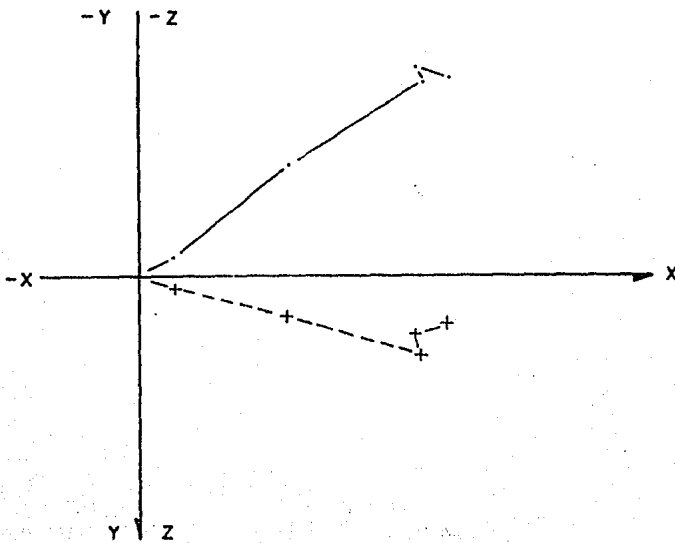
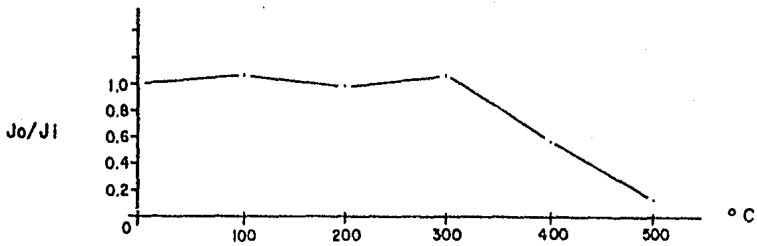
D (1) = 349.7700	I (1) = 7.3000
D (2) = 344.7300	I (2) = 14.0200
D (3) = 4.4300	I (3) = 17.0300
D (4) = 348.1000	I (4) = 8.6600
D (5) = 339.2900	I (5) = 19.9700
D (6) = 341.4100	I (6) = 19.0300
D (7) = 344.2700	I (7) = 26.3400
D (8) = 16.4900	I (8) = 26.6500

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: F

El valor del vector resultante es:	5.9487
La declinación media (en grados) es:	344.6720
La inclinación media (en grados) es:	15.9148
La constante de Fisher es:	97.5082
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	6.8187
El error probable (en grados) es:	6.8357
La desviación estandar (en grados) es:	8.2028
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	14.1778
El error circular estandar (en grados) es:	3.3488
La desviación estandar angular (en grados) es:	7.4961



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Declinación e inclinación del sitio F.	
UNAM	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 25



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio F.	
U N A M	TESIS PROFESIONAL	1vón Aitor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 26

SITIO G "RANCHO SECO"

El sitio G se encuentra a 8 kilómetros al sureste del poblado de Quiroga - y tiene por coordenadas $19^{\circ} 37.45'$ de latitud norte y $101^{\circ} 27.62'$ de longitud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 49 al 56, en un frente de derrame lávico. La unidad se presenta compacta, muy -- vesicular, con fracturamiento e intemperización en bloques. La roca se clasificó como andesita basáltica de hiperstena que al microscopio presenta una textura traquita con mineralogía de plagioclasas cálcicas y sódicas, ferromagnesianos y opacos (ver anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 324.4366^{\circ}$, -- $I_m = 23.8864^{\circ}$, $\alpha 95 = 5.3194$ y $K = 129.7401$, que indican una polaridad -- normal correspondiente a la Epoca Brunhes ya que las rocas tienen una -- edad relativa del Pleistoceno Medio (fig. 27).

El núcleo G-54 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización térmica del que se obtuvieron las gráficas de la figura (28) -- que muestran que los minerales portadores de la magnetización remanente de las rocas son de la serie de las titanomagnetitas con una temperatura Curie de 500°C .

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización remanente primaria y principal.

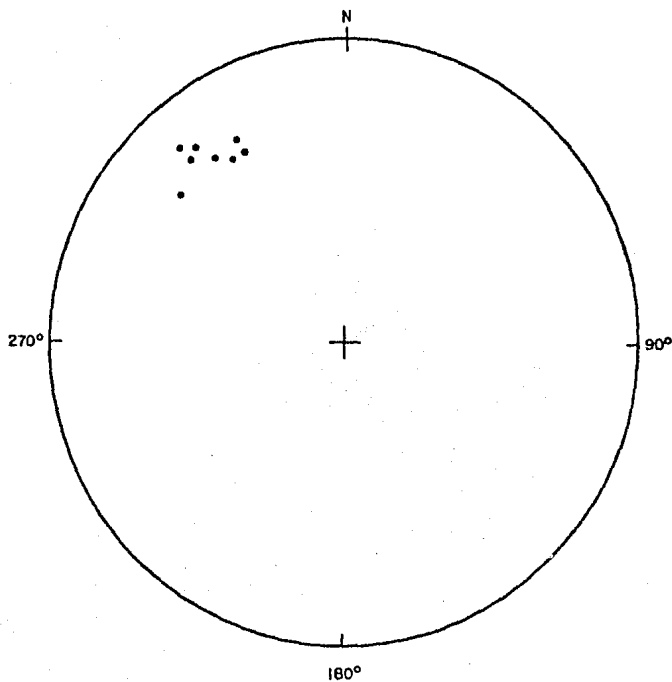
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación - media tiene por latitud 77° de latitud norte y una longitud de 158° de longitud oeste.


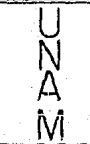
VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: G

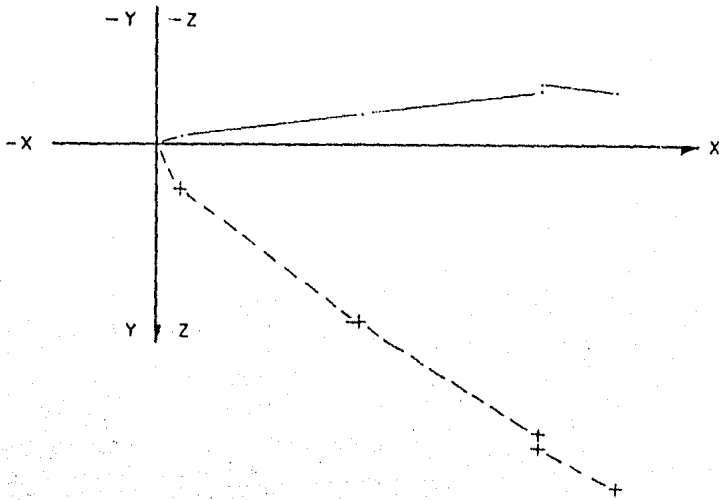
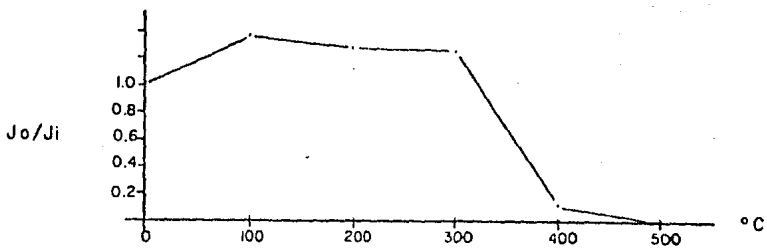
D (1) = 327.0100	I (1) = 29.2300
D (2) = 310.1700	I (2) = 26.8900
D (3) = 331.1600	I (3) = 29.4000
D (4) = 321.4100	I (4) = 19.7100
D (5) = 318.8400	I (5) = 15.8000
D (6) = 323.7600	I (6) = 25.5100
D (7) = 318.4900	I (7) = 21.0800
D (8) = 331.4400	I (8) = 25.8900


LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: G

El valor del vector resultante es:	6.9538
La declinación media (en grados) es:	324.4366
La inclinación media (en grados) es:	23.8864
La constante de Fisher es:	129.7401
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	5.3194
El error probable (en grados) es:	5.9261
La desviación estandar (en grados) es:	7.1113
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	12.2911
El error circular estandar (en grados) es:	2.6878
La desviación estandar angular (en grados) es:	6.5897



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Declinación e inclinación del sitio G.	
	TESIS PROFESIONAL	Iván Alar O. Jesús Uribe L.
	1 9 8 6	Fig. 27



 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio G	
TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.	
1986	Fig. 28	

SITIO H "TANACO"

El sitio H se encuentra a 18 kilómetros al norte de Paracho y a 2.5 km. al este del poblado de Tanaco y tiene por coordenadas $19^{\circ} 45'$ de latitud norte y $102^{\circ} 2.8'$ de longitud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 57 al 64, en un frente de derrame lávico. La unidad se presenta muy compacta, poco fracturada con intemperismo en grandes bloques. La roca se clasificó como andesita de hiperstena y olivino que al microscopio presenta una textura pilotaxítica con mineralogía de plagioclasas -- cálcicas, ferromagnesianos y opacos (ver anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 352.5895^{\circ}$, -- $I_m = 13.4940^{\circ}$, $\alpha 95 = 4.7619$ y $K = 161.6588$, que indican una polaridad -- normal correspondiente a la Epoca Brunhes ya que las rocas tienen una -- edad relativa del Pleistoceno Medio. (fig. 29).

El núcleo H-63 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización térmica del que se obtuvieron las gráficas de la figura (30) -- que muestran que los minerales portadores de la magnetización remanente de las rocas son de la serie de las maghematitas con una temperatura Curie de 500°C .

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización remanente primaria y una secundaria fuerte asociada probablemente por parasitismo

magnético de la hematita a partir de la magnetita.

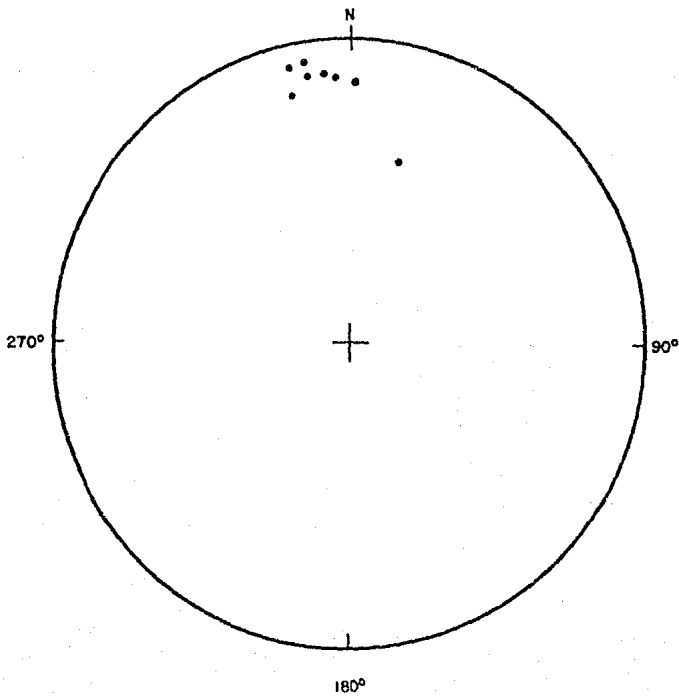
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación media tiene una latitud de 81° de latitud norte y una longitud de 66° de longitud este.


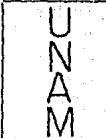
VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: H

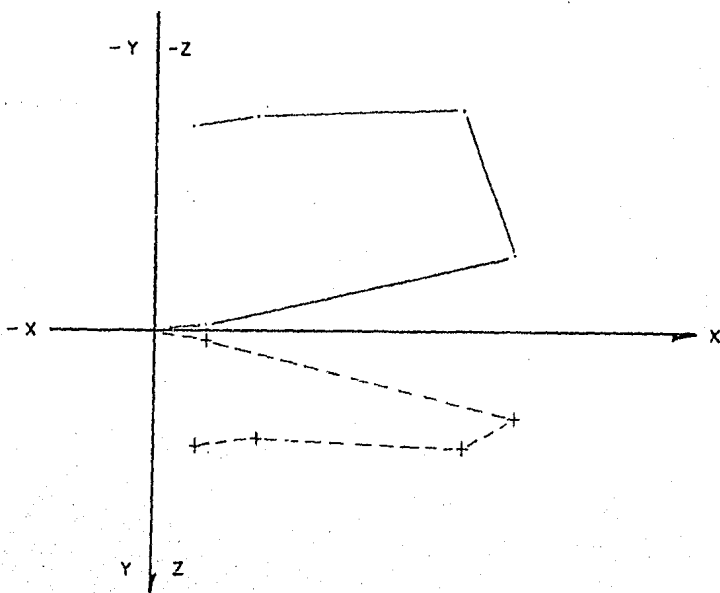
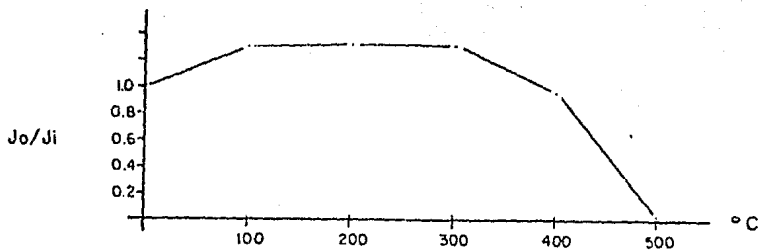
D (1) = 15.3500	I (1) = 39.3400
D (2) = 346.5300	I (2) = 18.7000
D (3) = 346.9600	I (3) = 9.4400
D (4) = 350.8900	I (4) = 12.3100
D (5) = 1.3200	I (5) = 17.0500
D (6) = 350.9300	I (6) = 8.7400
D (7) = 356.8000	I (7) = 14.7800
D (8) = 354.8400	I (8) = 13.1000

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: H

El valor del vector resultante es:	6.9629
La declinación media (en grados) es:	352.5895
La inclinación media (en grados) es:	13.4940
La constante de Fisher es:	161.6588
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	4.7619
El error probable (en grados) es:	5.3089
La desviación estandar (en grados) es:	6.3707
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	11.0110
El error circular estandar (en grados) es:	2.4079
La desviación estandar angular (en grados) es:	5.9028



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Declinación e inclinación del sitio H	
	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor Q. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 29



 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio H	
TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.	
1 9 8 6	Fig. 30	

SITIO J "OCUMICHO"

El sitio J se encuentra a 30 kilómetros al sureste de la ciudad de Zamora, a las afueras del poblado Ocumicho y tiene por coordenadas $19^{\circ} 47.7'$ de latitud norte y $102^{\circ} 12.93'$ de longitud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 65 al 72, en un frente de derrame lávico. La unidad se presenta muy compacta, porosa, poco fracturada con intemperismo de grandes bloques. La roca se clasificó como andesita basáltica de piroxenos que al microscopio presenta una textura traquítica con mineralogía de plagioclasas cálcicas y sódicas, ferromagnesianos y opacos (ver -- anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 17.0258^{\circ}$, -- -- $I_m = 69.8772^{\circ}$, $\alpha 95 = 5.5522$ y $K = 146.5878$, que indican una probable excursión paleomagnética correspondiente a la Epoca normal Brunhes ya que las rocas tienen una edad relativa del Pleistoceno Medio. (fig. 31).

El núcleo J-70 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización térmica del que se obtuvieron las gráficas de la figura (32) -- que muestran que los minerales portadores de la magnetización remanente de las rocas son de la serie de las hematitas con una temperatura -- Curie arriba de $500^{\circ}C$.

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización remanente

primaria y una secundaria débil asociada destruida a los 200°C del proceso de desmagnetización.

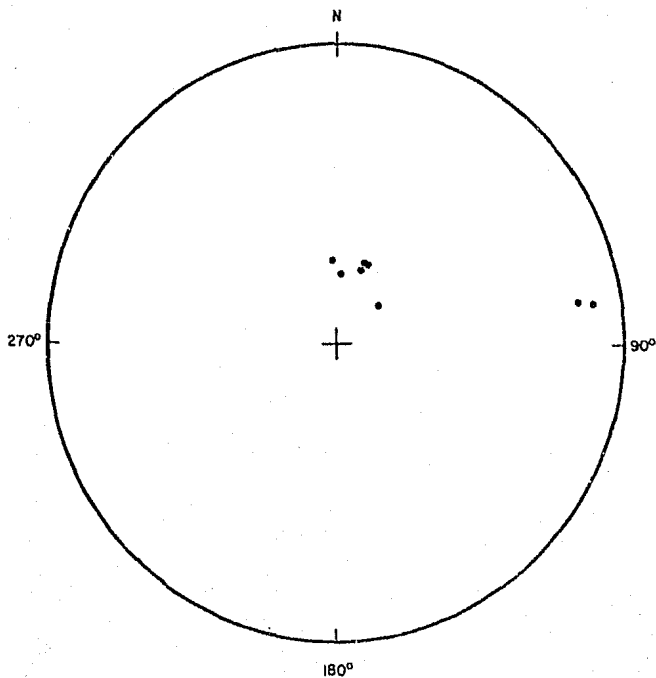
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación media tiene una latitud de 54° de latitud norte y 91° de longitud oeste.


VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: J

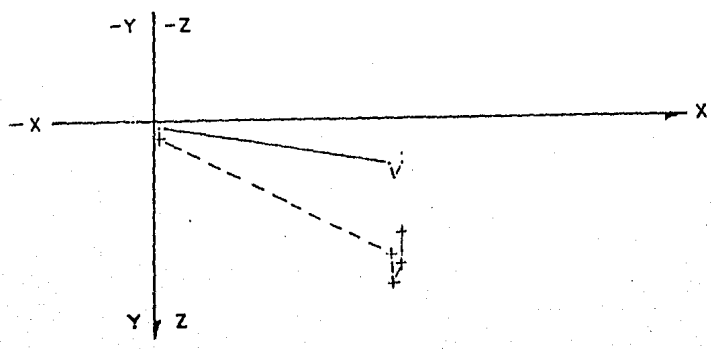
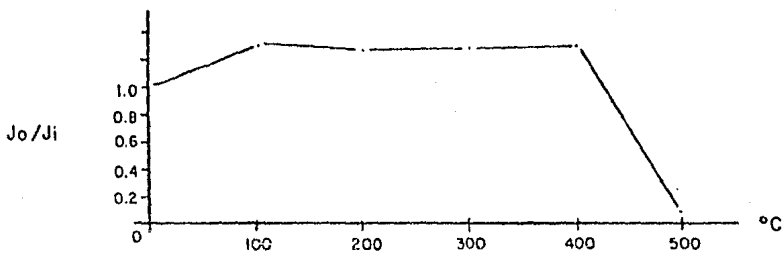
D (1) =	81.7900	I (1) =	11.4400
D (2) =	80.9700	I (2) =	16.7900
D (3) =	49.8400	I (3) =	74.7700
D (4) =	18.9200	I (4) =	66.6600
D (5) =	357.1600	I (5) =	67.5300
D (6) =	3.5700	I (6) =	71.3900
D (7) =	20.3500	I (7) =	67.6600
D (8) =	20.9700	I (8) =	67.2100

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: J

El valor del vector resultante es:	5.9659
La declinación media (en grados) es:	17.0258
La inclinación media (en grados) es:	69.8772
La constante de Fisher es:	146.5878
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	5.5522
El error probable (en grados) es:	5.5751
La desviación estandar (en grados) es:	6.6902
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	11.5632
El error circular estandar (en grados) es:	2.7312
La desviación estandar angular (en grados) es:	6.1123



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Declinación e inclinación del sitio J	
U N A M	TESIS PROFESIONAL	Ivon Alor O. Jesus Uribe L.
	1 9 8 6	Fig. 31



 INGENIERIA MAZATLÁN UNIVERSIDAD DE GUAYMAS 1955	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio J	
	TF 515 PROFESIONAL	Iván Alar O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 32

SITIO K "ECUANDUREO"

El sitio K se encuentra en un banco de material aproximadamente a 2.5 - km. al noreste de la población de Ecuandureo dentro del área de estudio - y tiene por coordenadas $20^{\circ} 10.95'$ de latitud norte y $102^{\circ} 10.05'$ de longi tud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 73 al 80, - en las faldas de un estrato-voicán. La unidad se presenta compacta, poco fracturada, muy vesicular, intemperizando a grandes bloques redondea -- dos. La roca se clasificó como andesita basáltica de piroxenos y olivino - que al microscopio presenta una textura ofítica con mineralogía de plagio clasas cálcicas y sódicas, ferromagnesianos y opacos (ver anexo petro-- gráfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 141.7665^{\circ}$, - - $I_m = 6.0564^{\circ}$, $\alpha 95 = 14.1187$ y $K = 30.3224$, que indican una polaridad nor mal correspondiente a la Época Brunhes ya que las rocas tienen una edad relativa del Pleistoceno Medio. (fig. 33).

El núcleo K-74 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmag netización térmica del que se obtuvieron las gráficas de la figura (34) - - que muestran que los minerales portadores de la magnetización remanen te de las rocas son de la serie de las hematitas con una temperatura - - Curie arriba de los $500^{\circ} C$.

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización remanente primaria y una débil secundaria asociada destruida a los 300°C del proceso de desmagnetización.

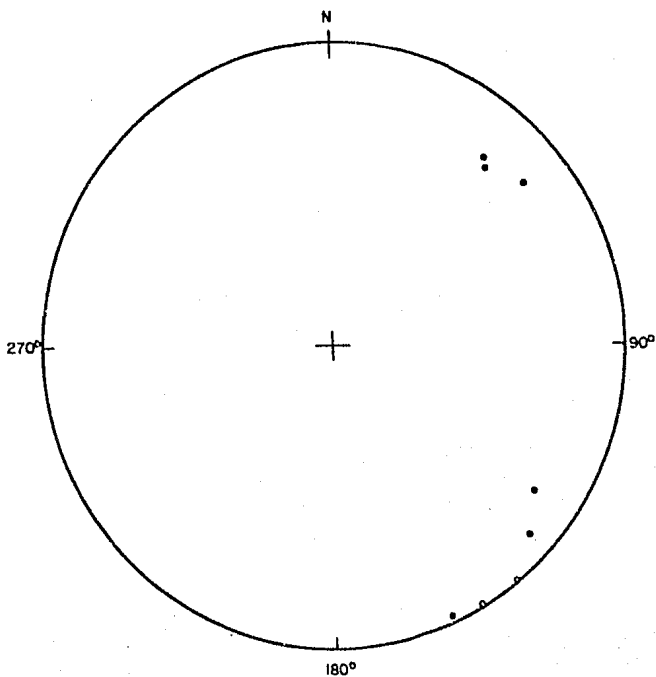
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación media tiene una latitud de 2° de latitud norte y 82° de longitud oeste.


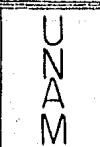
VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: K

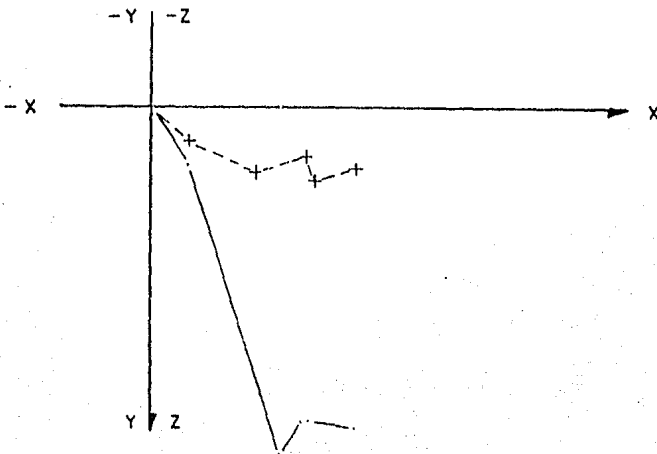
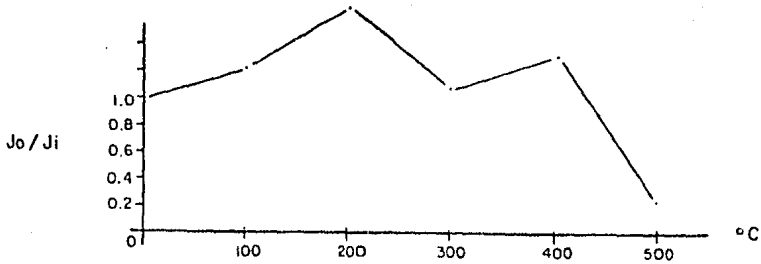
D (1) = 141.1000	I (1) = -0.8800
D (2) = 150.4000	I (2) = -0.5800
D (3) = 156.9000	I (3) = 3.1200
D (4) = 133.8700	I (4) = 10.0300
D (5) = 125.6500	I (5) = 18.0900
D (6) = 42.3800	I (6) = 23.6800
D (7) = 40.7800	I (7) = 20.8500
D (8) = 51.6500	I (8) = 16.6400

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: K

El valor del vector resultante es:	4.8681
La declinación media (en grados) es:	141.7665
La inclinación media (en grados) es:	6.0564
La constante de Fisher es:	30.3224
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	14.1187
El error probable (en grados) es:	12.2581
La desviación estandar (en grados) es:	14.7097
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	25.4241
El error circular estandar (en grados) es:	6.5784
La desviación estandar angular (en grados) es:	13.1905



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Declinación e inclinación del sitio K	
	TESIS PROFESIONAL	Iván Alar O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 33



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del silio K	
	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 34

SITIO L "MICROONDAS"

El sitio L se encuentra sobre las faldas del Cerro Grande "Microondas" - a 10 km. al suroeste de la ciudad de la Piedad de Cabadas dentro del área de estudio y tiene por coordenadas $20^{\circ} 19.35'$ de latitud norte y $102^{\circ} 6.05'$ de longitud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 81 al 88, en un derrame de estrato-volcán. La unidad se presenta -- compacta, muy vesicular con fracturamiento e intemperización a bloques. La roca se clasificó como andesita basáltica de olivino y piroxenos que al microscopio presenta una textura traquítica con mineralogía de plagioclasas cálcicas y sódicas, ferromagnesianos y opacos. (ver anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 182.2165^{\circ}$, $I_m = -36.7383^{\circ}$, $\alpha 95 = 6.1278$ y $K = 120.5102$, que indican una polaridad reversa correspondiente a la Época Matuyama ya que las rocas tienen una edad relativa del Plioceno Tardío. (fig. 35).

El núcleo L-81 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización térmica del que se obtuvieron las gráficas de la figura (36) - - que muestra que los minerales portadores de la magnetización remanente son de la serie de las titanomagnetitas con una temperatura Curie cercana a los 500°C .

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización primaria - y una secundaria asociada destruida a los 200°C del proceso de desmagnetización.

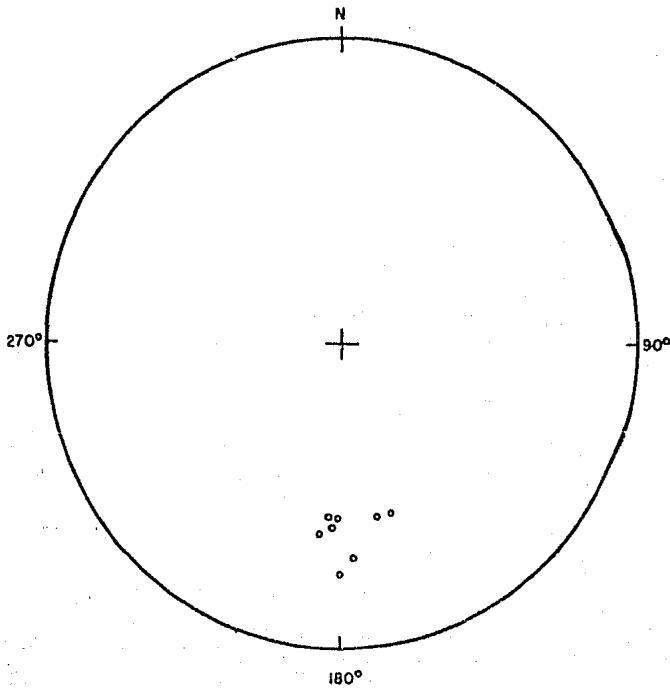
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación media tiene una latitud de 50° de latitud sur y una longitud de 104° de longitud oeste.


VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: L

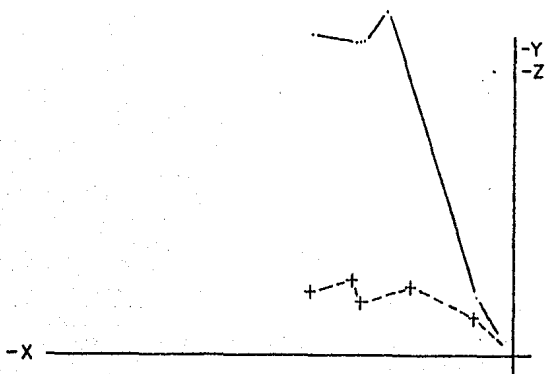
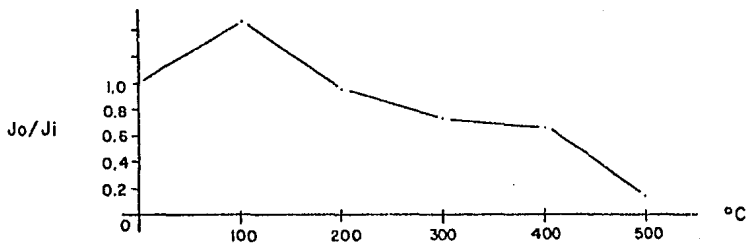
D (1) = 162.9400	I (1) = - 42.0900
D (2) = 167.4400	I (2) = - 42.5700
D (3) = 183.3700	I (3) = - 40.6400
D (4) = 181.1600	I (4) = - 42.4500
D (5) = 187.3300	I (5) = - 37.6700
D (6) = 184.3900	I (6) = - 42.5300
D (7) = 177.2600	I (7) = - 30.8300
D (8) = 180.5600	I (8) = - 25.9800


LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: L

El valor del vector resultante es:	5.9585
La declinación media (en grados) es:	182.2165
La inclinación media (en grados) es:	-36.7383
La constante de Fisher es:	120.5102
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	6.1278
El error probable (en grados) es:	6.1488
La desviación estandar (en grados) es:	7.3786
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	12.7531
El error circular estandar (en grados) es:	3.0123
La desviación estandar angular (en grados) es:	6.7420



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Declinación e inclinación del sitio L	
UNAM	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 35



 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio L	
	TESIS PROFESIONAL	Idén Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 36

SITIO M "EL CORUCO"

El sitio M se encuentra a las afueras del poblado de Ixtlán de los Hervores en las faldas del volcán llamado "El Coruco" dentro del área de estudio y tiene por coordenadas $20^{\circ} 10.44'$ de latitud norte y $102^{\circ} 23.32'$ de longitud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 89 al 96, en un derrame lávico.

La unidad se presenta compacta, fracturada, intemperizando en bloques. La roca se clasificó como andesita de hiperstena y al microscopio presenta una textura traquítica con mineralogía de plagioclasas cálcicas y sodicas, ferromagnesianos y opacos (ver anexo petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 174.5134^{\circ}$, $I_m = 44.8229^{\circ}$, $\alpha_{95} = 2.981$ y $K = 346.2661$, que indican una polaridad reversa correspondiente a la Epoca Matuyama ya que las rocas tienen una edad relativa del Pleistoceno Temprano. (fig. 37).

El núcleo M-95 se utilizó como muestra piloto para el proceso de demagnetización térmica del que se obtuvieron las gráficas de la figura (38) que muestra que los minerales portadores de la magnetización remanente son de la serie de las titanomagnetitas con una temperatura Curie mayor que los 500°C .

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización primaria

y una secundaria asociada destruida a los 200° C del proceso de desmagnetización.

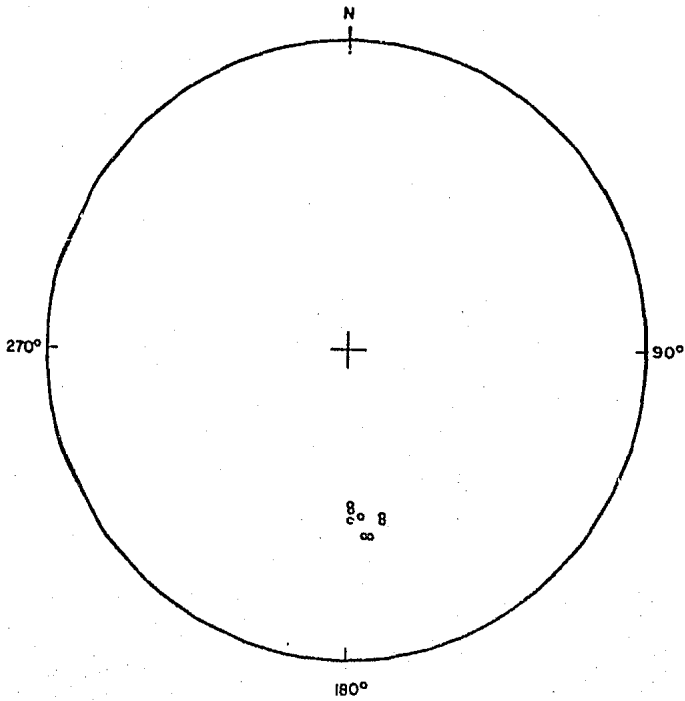
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación media tiene una latitud de 46° de latitud sur y una longitud de 92° de longitud oeste.


VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: M

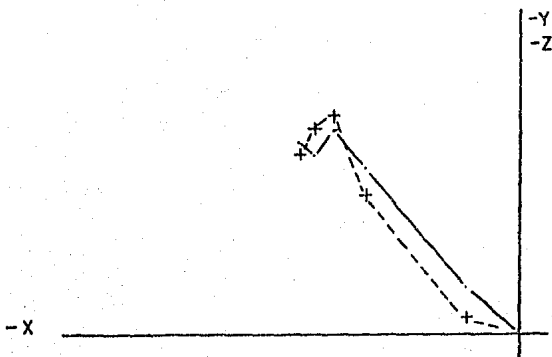
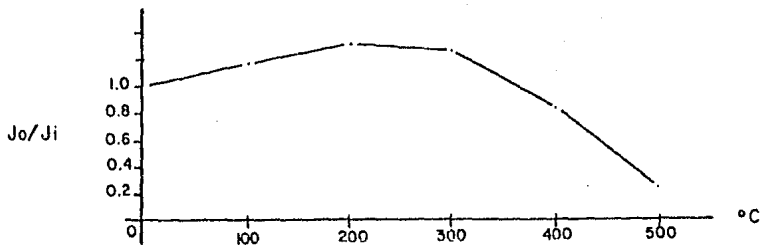
D (1) = 174.6300	I (1) = - 39.9900
D (2) = 173.1100	I (2) = - 40.7800
D (3) = 168.6600	I (3) = - 45.2700
D (4) = 175.5700	I (4) = - 45.8000
D (5) = 168.4200	I (5) = - 44.9900
D (6) = 179.0100	I (6) = - 49.3900
D (7) = 178.5200	I (7) = - 47.5300
D (8) = 178.7400	I (8) = - 44.2800

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: M

El valor del vector resultante es:	7.9798
La declinación media (en grados) es:	174.5134
La inclinación media (en grados) es:	- 44.8229
La constante de Fisher es:	346.2661
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	2.9810
El error probable (en grados) es:	3.6274
La desviación estandar (en grados) es:	4.3529
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	7.5236
El error circular estandar (en grados) es:	1.5390
La desviación estandar angular (en grados) es:	4.0741



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Declinación e inclinación del sitio M	
U N A M	TESIS PROFESIONAL	lvdn Alor O. Jesús Uribe L.
	1 9 8 6	Fig. 37



	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Desmagnetización y proyección ortogonal del sitio M	
MAZU	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 38

SITIO N "LA CALERA"

El sitio N se encuentra a 5 kilómetros al noreste de la población de Villa Chavinda cerca del volcán llamado "La Calera", dentro del área de estudio y tiene por coordenadas $20^{\circ} 1.46'$ de latitud norte y $102^{\circ} 23.96'$ de longitud oeste. En este sitio se perforaron ocho núcleos, del número 97 al 104, en un frente de derrame lávico.

La unidad se presenta compacta, con fracturamiento bien definido de actitud general N 20° W con 20° NE de inclinación, vesicular, con intemperización a bloques. La roca se clasificó como basalto andesítico de augita - que al microscopio presenta una textura traquítica con mineralogía de plagioclasas sódicas y cálcicas, ferromagnesianos y opacos (ver anexo - petrográfico).

Los valores de declinación e inclinación media son: $D_m = 310.7019^{\circ}$, $I_m = -27.5484^{\circ}$, $\alpha 95 = 7.9646$ y $K = 71.7216$, que indican una polaridad reversa debida probablemente al Evento Magnético Laschamp o bien debido al alto fracturamiento y rotación de las rocas a las que se les ha asignado una edad relativa del Holoceno. (fig. 39).

El núcleo N-100 se utilizó como muestra piloto para el proceso de desmagnetización térmica del que se obtuvieron las gráficas de la figura (40) que muestran que los minerales portadores de la magnetización remanen

te son de la serie de las hematitas con una temperatura Curie cercana a - los 500° C.

La gráfica de proyección ortogonal muestra una magnetización primaria - y una secundaria débil asociada, destruida a los 200° C del proceso de desmagnetización.

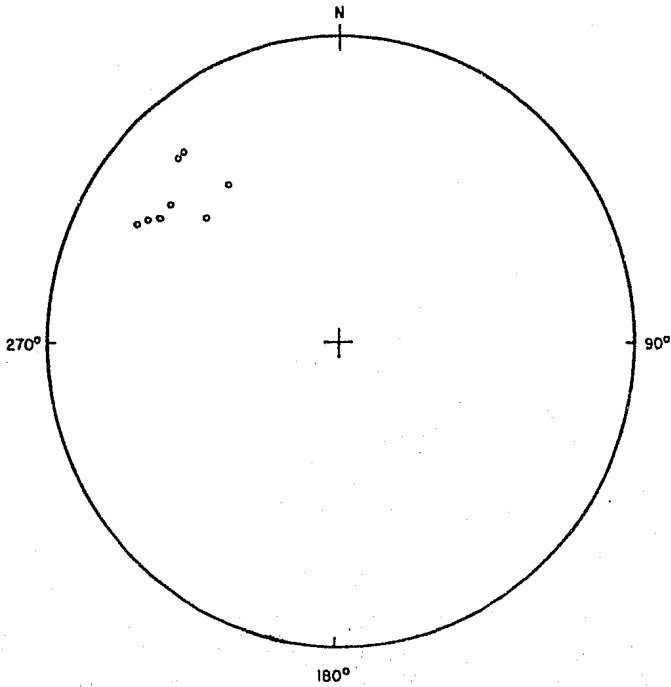
La posición polar calculada para los valores de declinación e inclinación - media tiene una latitud de 65° de latitud norte y una longitud de 164° de -- longitud oeste.

VALORES DE DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO: N

D (1) = 323.2500	I (1) = - 37.5400
D (2) = 319.7000	I (2) = - 20.8000
D (3) = 311.1400	I (3) = - 40.3600
D (4) = 307.8800	I (4) = - 28.3400
D (5) = 317.8400	I (5) = - 20.7800
D (6) = 302.9300	I (6) = - 25.8600
D (7) = 299.6200	I (7) = - 23.6700
D (8) = 303.9700	I (8) = - 28.3200

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO: N

El valor del vector resultante es:	5.9303
La declinación media (en grados) es:	310.7019
La inclinación media (en grados) es:	- 27.5484
La constante de Fisher es:	71.7216
El cono del 95% de confianza (en grados) es:	7.9646
El error probable (en grados) es:	7.9704
La desviación estandar (en grados) es:	9.5645
El 95% de error para distribución normal (en grados) es:	16.5312
El error circular estandar (en grados) es:	3.9047
La desviación estandar angular (en grados) es:	8.7427



FACULTAD DE INGENIERIA

Declinación e inclinación
del sitio N

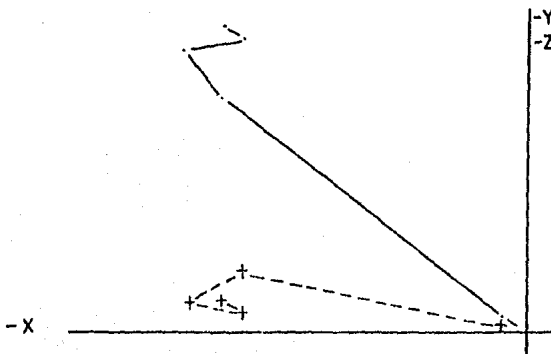
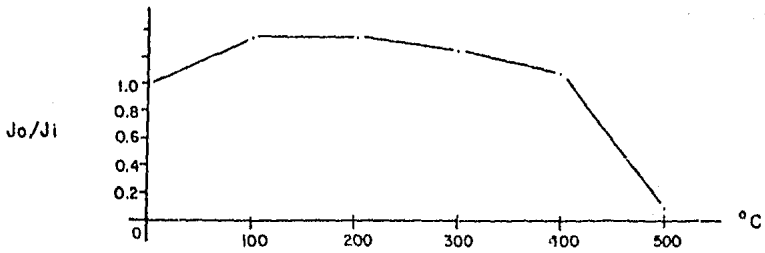
UNAM

TESIS
PROFESIONAL

Iván Aler O.
Jesús Uribe L.

1 9 8 6

Fig. 39



UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA

Desmagnetización y proyección
ortogonal del sitio N

TESIS
PROFESIONAL

Iván Alor O.
Jesús Uribe L.

1 9 8 6

Fig. 40

IV. n. -RESUMEN Y DERIVA POLAR

Las rocas de los sitios A, D, E, F, G y H, presentaron polaridad normal correspondiente a la Epoca Magnética Brunhes y los sitios L y M presentaron polaridad reversa correspondiente a la Epoca Magnética Matuyama. - El sitio N presentó polaridad reversa pero su edad relativa es del Holoceno que parece corresponder al Evento Magnético Laschamp.

Los sitios B, C, J y K, presentaron inclinaciones positivas pero declinaciones desplazadas lo que sugiere pensar en intervalos de transición del c. m. t. de la Epoca Brunhes o bien pensar que se trata de errores de campo, de laboratorio o ambos. (ver plano 1)

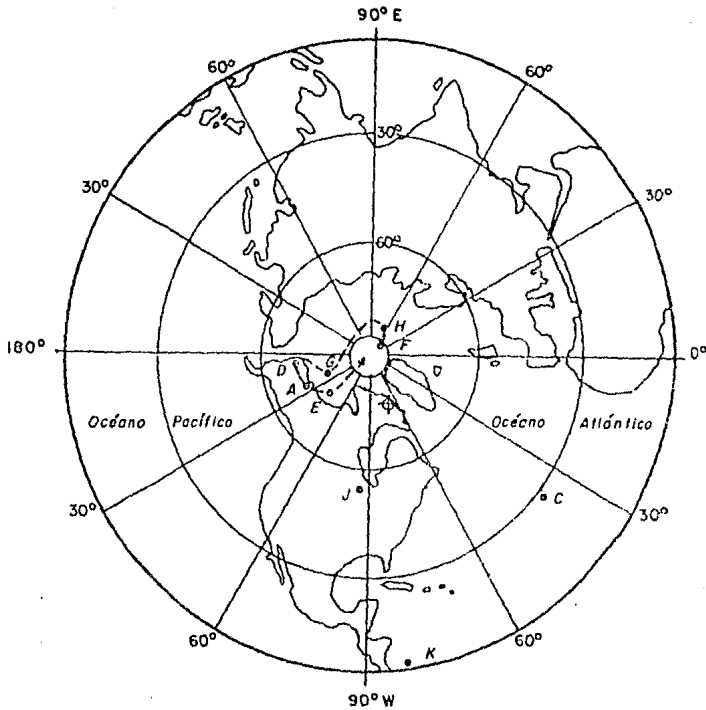
Las gráficas de intensidad magnética (J_0/J_i) contra temperatura ($^{\circ}\text{C}$) de los sitios A, B, C, F, G, L y M, presentaron temperaturas de bloqueo cercanas a los 500°C con una respuesta magnética de los minerales de la serie de las titanomagnetitas mientras que los sitios D, E, H, J, K y N, presentaron una actitud de respuesta de la serie de las magnetitas y hematitas.

Por otro lado las proyecciones ortogonales de los sitios, a excepción del sitio G, muestran una magnetización remanente primaria con magnetizaciones débiles secundarias asociadas.

Los datos de polaridad paleomagnética confirman las edades relativas de

las rocas establecidas mediante el análisis morfométrico, la fotointerpretación y las relaciones de campo encontradas. Asimismo el valor estadístico de los datos disponibles se reafirma bajo la hipótesis de que las rocas de esta región no han sufrido intrusiones, recalentamiento, alteración, fuerte intemperismo ni plegamientos debido a que se trata de rocas relativamente recientes.

Con los datos disponibles de la Epoca Magnética Brunhes se construyó la gráfica de la deriva polar para rocas de edad relativa del Pleistoceno Medio y Tardío. (fig. 41).



POLO	EDAD
A	<i>Pleistoceno Tardío</i>
C	<i>Pleistoceno Medio</i>
D	<i>Pleistoceno Medio</i>
E	<i>Pleistoceno Tardío</i>
F	<i>Pleistoceno Medio</i>
G	<i>Pleistoceno Med.</i>
H	<i>Pleistoceno Med.</i>
J	<i>Pleistoceno Med.</i>
K	<i>Pleistoceno Med.</i>
⊕	<i>Polo norte magnético</i>

	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Curva de deriva polar para la Epoca Magnética Brunhes.	
UNAM	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 41

TABLA 2

Sitio	Coordenadas	Localidad	Núcleo (Núm.)	Declinación	Inclinación	Polaridad	Intensidad (oersted)	Litología	Posición estratigráfica
A	19° 59.39' N 102° 6.96' W	Chilchota	1-8	319.0777°	32.2643°	Normal	0.0839	Andesita	Pleistoceno Superior
B	19° 46.05' N 102° 0.75' W	Derrumbadero	9-16	209.9073°	49.4360°	Normal	0.0425	Andesita	Pleistoceno Medio
C	19° 49.23' N 101° 55.02' W	El Pueblito	17-24	88.9312°	44.6009°	Normal	0.0844	Andesita	Pleistoceno Medio *
D	19° 57.56' N 101° 41.53' W	El Caracol	25-32	311.4118°	9.8164°	Normal	0.3246	Basalto	Pleistoceno Medio
E	19° 43.16' N 101° 25.75' W	La Mina	33-40	330.9456°	42.6442°	Normal	0.0221	Basalto	Pleistoceno Superior **
F	19° 40. 3' N 101° 25. 2' W	El Melón	41-48	344.6720°	15.9148	Normal	0.1053	Basalto	Pleistoceno Medio
G	19° 37. 45' N 101° 27. 62' W	Rancho Seco	49-56	324.4366°	23.8864°	Normal	0.0910	Andesita	Pleistoceno Medio
H	19° . 45' N 102° 2.8 ' W	Tanaco	57-64	352.5895°	13.4940°	Normal	0.1201	Andesita	Pleistoceno Medio
J	19° 47. 7' N 102° 12.93' W	Ocumicho	65-72	17.0258°	69.8772°	Normal	0.0760	Andesita	Pleistoceno Medio
K	20° 10.95' N 102° 10.05' W	Ecuandureo	73-80	141.7665°	6.0564°	Normal	0.1350	Andesita	Pleistoceno Medio
L	20° 19.35' N 102° 6.05' W	Microondas	81-88	182.2165°	-36.7383°	Reversa	0.1692	Andesita	Plioceno Superior
M	20° 10.44' N 102° 23.32' W	El Coruco	89-96	174.5134°	-44.8229°	Reversa	0.0726	Andesita	Pleistoceno Inferior
N	20° 1.46' N 102° 23.96' W	La Calera	97-104	310.7019°	-27.5484°	Reversa	0.1589	Basalto	Holoceno

152

Rechamienno por carbono 14 (0.029 m. de a.) *

Rechamienno por carbono 14 (0.01717 m. de a.) **

V. - ESTRATIGRAFIA

V.a. -ESTRATIGRAFIA VOLCANICA.

Las rocas que afloran en el área de estudio representan un registro desde el Mioceno Superior al Reciente; las más antiguas son las rocas ígneas -- extrusivas de carácter ácido que afloran en la parte oriental mientras que las más jóvenes son basaltos andesíticos del Holoceno. A partir del Plioceno Inferior la actividad volcánica se manifestó de manera constante -- hasta el Reciente lo que formó coladas, mantos, estratovolcanes y conos cineríticos compuestos tanto de andesitas como de basaltos.

En ciertas áreas estas rocas se encuentran cubiertas por acumulaciones sedimentarias y en otras son los productos volcánicos los que cubren parcialmente a depósitos de antiguos lagos; las unidades sedimentarias que cubren a las ígneas consisten en depósitos lacustres, palustres, aluviales, suelos residuales y depósitos de piedemonte muy recientes y ampliamente expuestos en el área.

Los conos cineríticos y estratovolcanes de esta región del Estado de Michoacán son estructuras volcánicas cuya edad relativa es posible calcular con ciertas características mensurables a partir de mapas topográficos - y fotografías aéreas, con la base de que los aparatos volcánicos mues- - tran diferentes estados de degradación los que son un reflejo directo de -

su edad. Así por ejemplo los conos antiguos presentan, al contrario de los jóvenes, un pequeño ángulo de pendientes, barrancos largos y profundos y desarrollan suelos residuales a partir de materiales volcánicos - - muy oxidados.

Las medidas de los conos, fácilmente obtenidas en los mapas topográficos, incluyen el diámetro basal, la altura a partir de la base y la densidad y - profundidad de disección de barrancos.

Conocidos algunos fechamientos por carbono 14 de ciertos conos cineríticos y los resultados morfométricos obtenidos (Hasenaka y Carmichael, - 1985) se procedió a determinar la respuesta paleomagnética de los mismos con el fin de comprobar las direcciones polares de conos de edad conocida para extrapolar estos datos a otras unidades de la misma edad -- como un criterio de correlación magnetoestratigráfica.

Por otro lado las rocas volcánicas han estado bajo la acción de esfuerzos tectónicos ocurridos a partir del Plioceno, sin embargo la deformación - ocurrida en ésta región no ha modificado notablemente la posición original de las estructuras por lo que es posible reconocer en campo la relación entre algunos derrames y conos con la consiguiente determinación - de su posición estratigráfica.

A fin de asignar una posición estratigráfica a las rocas ígneas, éstas se

agruparon en rangos cronológicos que permiten representar con claves - las distintas unidades litológicas en un mapa geológico; se recurrió a los criterios de morfometría, petrografía, paleomagnetismo, rasgos estructurales, observaciones de campo, estudios de gabinete y laboratorio de ciertas características y propiedades de las rocas que conformaron las - estructuras volcánicas.

V. b. -UNIDADES LITOLÓGICAS.

ROCAS IGNEAS

Terciario.

Mioceno Superior. (Tms)

Riolita. Tms (R). - Esta unidad está constituida por rocas de carácter - - extrusivo ácido que afloran únicamente en la parte oriental del área, al - este y noreste de la población Churintzio, presentan la forma de un típico domo riolítico que aflora como una ventana litológica o bien como una topoforma exhumada. Su estructura es fluidal con intenso fracturamiento. En los cerros Churintzio y Cercado se observó muy erosionada e intemperizada.

El carácter ácido, la edad relativa de las rocas, así como su ubicación - restringida dentro de la región volcánica de Michoacán permite conside--rarlas como una unidad que no forma parte de la Cordillera Volcánica - - Mexicana y que por lo tanto constituye la roca basal sobre la cual están - edificadas las rocas de la región (Robin, 1981).

Petrográficamente presentan un aspecto fluidal de textura vitrea hipocristalina con pequeños cristallitos diseminados; al microscopio se identificaron como minerales primarios, sanidina, tridimita, biotita y oligoclasa - que forman bandas de color gris claro y gris oscuro. Como minerales - accesorios se identificaron magnetita, apatito y perlita; como secunda- -

rios, hematita y sericita. (ver tabla 4)

Esta unidad se ha cartografiado como Riolita aunque la mineralogía y las texturas permiten clasificar a las rocas como vitrófido riolítico ya que la matriz es vítrea cripto cristalina con fracturas concéntricas de tipo perlitico (punto 8). Estas rocas se presentaron muy fracturadas y afectadas -- por la falla Churintzio del Plioceno Inferior lo que hace suponer que dicha estructura es un primitivo escalón de las primeras fases distensivas que dieron origen al graben de Chapala en su parte más oriental.

El alto grado de erosión e intemperismo y el escaso contenido de minerales económicos hace considerar a estas rocas como de escaso interés - - económico.

Plioceno Inferior. (Tpli)

Andesita Tpli (A). - Las rocas que conforman esta unidad son de tipo intermedio y afloran en las partes sur y central del área, en Pajacuarán, - - - Villamar, al NE de Ario de Rayón, al sur de Ecuandureo, al SE de Atacheo y en Tinaja de Vargas, entre otros. Sobreyace a Riolitas del Mioceno superior y se encuentra muy fracturada, afectada por grandes fallas - normales y ampliamente disectada por profundos barrancos de geometría radial y actitud remontante.

La mayoría de estas andesitas forman parte de grandes volcanes como -

los denominados Grande, Prieto, El Muerto y La Bolita que a pesar de su alto grado de erosión y disección aún se reconocen estructuras cónicas y derrames lávicos (punto 19). (véase anexo 3, fotografía 1.)

A las muestras estudiadas petrográficamente se les observó fenocristales ferromagnesianos incluidos en una textura afanítica que varía de traquítica a subofítica y pilotaxítica con una matriz de plagioclasas, piroxenos y vidrio. Los minerales primarios son: andesina, labradorita en baja proporción, augita y hornblenda. La presencia de los minerales hiperstena (puntos 15, 16 y 27) y olivino (puntos 21, 29, 31 y 36) permite diferenciar dos clases de andesitas pues aunque algunas veces se encuentran los dos juntos, uno se presenta en mayor proporción que otro. Como minerales accesorios se encuentran, la magnetita, apatito y lamprobolita; como secundarios, hematita y sericita.

Estas rocas se presentan muy fracturadas, muy intemperizadas desarrollando suelos residuales y grandes bloques que en ocasiones se acumulan como depósitos de piedemonte.

Andesita - Toba andesítica. Tpli (A-tan). - A esta unidad la componen las rocas que afloran en el flanco sur del cerro Grande en la Sierra de Pajacuarán, está compuesta por andesitas principalmente con menor cantidad de tobas y subyace a andesitas del Plioceno Superior.

Andesita - Brecha volcánica andesítica. Tpli (A-bvan). - Esta unidad compuesta solamente aparece en el extremo sur occidental del área de estudio y corresponde a la parte superior de un gran aparato volcánico el que en su mayor proporción se encuentra ubicado por debajo del paralelo 20°00'N, en el límite sur del área.

Basalto. Tpli (B). - Esta unidad está compuesta por derrames en bloques y pahoehoe ampliamente extendidos por sus características fluidales como se observa en los volcanes El Bordo, al NE de la Soledad; Jaceño, al este de Villa Chavinda; Los Nogales, al oeste de Laguna Colesio; La Cantera, al sur de Atecuario; Blanco, al SE de Ecuandureo; Tacari al este de - - - - - Atacheo; La Gallinas al oeste de Fresa Changuitiro; La Palma al SE de la Presa Changuitiro y una de las más recientes de esta época, El Fraile, al NE de Ecuandureo.

Estas rocas se formaron contemporaneamente a las descritas inmediatamente anterior y a veces se encuentran en contacto entre ellas, sobrepuestas o con actitud interdigitada.

En muestra de mano se aprecian texturas afaníticas y vesiculares; en observación microscópica se reconocieron texturas pilotaxíticas, subofíticas, ofíticas y en menor proporción traquíticas. Los minerales primarios son: labradorita, andesina, olivino, hiperstena, augita y hornblenda; los -

minerales accesorios son: apatito, opacos, piroxenos y vidrio; los secundarios son: iddingsita, sericita y hematita. La matriz se compone de - - vidrio, piroxenos y microlitos de plagioclasa, en ocasiones están presentes fenocristales de plagioclasas zoneadas y lamprobolita.

Las características texturales y mineralógicas permiten clasificar a estas rocas como basaltos andesíticos, a los que se les puede asignar apellido - de acuerdo a la abundancia de minerales, de ésta manera se tienen basaltos andesíticos "de lamprobolita" (punto 7), "de augita" (punto 20) y "de olivino" (puntos 17, 25, 30, 35).

Toba basáltica. Tpli (tb). - Esta unidad constituye el evento piroclástico - de los derrames basálticos de esta época. Un ejemplo de esta unidad se - localiza en el cerro La Palma, al sureste del área y forma parte de un -- antiguo cono cubierto por derrames basálticos.

Plioceno Superior. (Tpls)

Andesita. Tpls (A). - Estas rocas se encuentran aflorando principalmente en la parte norte del área y es probablemente la unidad que cubre mayor - superficie lo que da importancia relevante a los eventos volcánicos de - - esta época.

Los centros de emisión más importantes de estas lavas son los volcanes

Cabrero, los del norte y oriente de Yurécuaro (puntos 2 y 3), Grande, -- los del SW de la Piedad de Cabadas y Las Cuevas, al norte de Ixtlán de -- los Hervores. A estos derrames los complementan otros de menor impor- tancia como los del Cerro Gacho, al SE del área, Cerrito Colorado y - - otros más pequeños ubicados aisladamente sobre la Ciénaga de Chapala, - entre ellos se encuentran los de Cotijarán, Pueblo Viejo y Camucuat. - - Por lo general estos derrames ocurren en bloques, muy compactos, vesi- culares y se asocian con tobas y brechas volcánicas también compactas - y muy fracturadas. Esta unidad intertemperiza en bloques con desarrollo de suelos de tipo residual.

Hacia la parte norte, fuera del área de estudio, las andesitas se encuen- tran en contacto con derrames riolíticos y tobas ácidas que probablen- te corresponden a las manifestaciones ígneas extrusivas más australes de la Sierra Madre Occidental, como son aquellas expuestas en el área de -- Degollado y Cerrito Colorado, al noroeste de la Piedad de Cabadas, en -- los límites de los estados de Michoacán y Jalisco.

En muestra de mano presenta una textura porfídica, con plagioclasas y - ferromagnesianos observables y con aspecto vesicular.

Las rocas de esta unidad se han cartografiado como andesitas pero petro- gráficamente se han clasificado como andesitas basálticas de olivino con textura traquítica (puntos 5, 33 y sitio "L") y subofítica (punto 3). Sus mi

nerales primarios son: andesina, labradorita, olivino, augita y hornblenda; como minerales accesorios presenta, opacos, lamprobolita, apatito y vidrio; como minerales secundarios, iddingsita y hematita.

El análisis químico por elementos hecho a las rocas del punto (5) determinó que éstas contienen 0.8% de Na, 0.8% de K, 2.79% de Mg y 3.82% de Ca (ver anexo 2).

Andesita - Brecha volcánica andesítica. - Tpls (A-bvan). - Las rocas que componen esta unidad se localizan en la Sierra de Pajacuarán y sobreyacen a las andesitas del Plioceno Inferior que componen al Cerro Grande. Se trata de un pequeño estratovolcán desarrollado probablemente en relación a las fallas normales que afectan esa zona. También se encuentran en el Cerro Gonzalo al oeste de Tanhuato de Guerrero.

Basalto. Tpls (B). - A esta unidad corresponden emanaciones muy difundidas que lo mismo incluyen conos cinerfíticos, estratovolcanes y coladas de gran extensión que al parecer se han desarrollado con actitud alineada NW-SE poco clara, por lo que se cree aprovecharon fracturas o fallas con tal orientación que permitieron la extrusión de magmas durante el Plioceno.

Las principales estructuras basálticas del Plioceno Superior se localizan

en el área de la siguiente manera: en la Loma El Moral, al nororiente de Villamar; alrededor del Volcán Las Cuevas, al noroeste de La Angostura; en el noroeste de San José de Vargas; en los alrededores de Atecuario; al suroriente de Ecuandureo; junto a San Juan Bautista; en los cerros Varal y Grande, en el extremo oriental del área y en los pequeños volcanes Gacho y Pelón, el suroriente donde están íntimamente relacionados con tobas y brechas de la misma composición, muy alteradas, que presentan coloraciones verde amarillentas y marrón oscuro con actitud pseudoestratificada (punto 9).

Las rocas de esta unidad han sido cartografiadas como basaltos y clasificadas petrográficamente como basaltos andesíticos. Al microscopio presentan texturas subofíticas con matriz de piroxenos; sus minerales primarios son labradorita, andesina en igual proporción y olivino; los minerales accesorios son opacos y piroxenos y los secundarios son iddingsita y hematita.

Basalto - Toba basáltica. Tpls (B-tb). - Los derrames de basaltos del Plioceno formaron estratovolcanes en los que están asociados con tobas de la misma composición y en actitud pseudoestratificada. Los basaltos se presentan muy vesiculares y poco compactos mientras que las tobas tienen una granulometría de lapilli y están formando cuerpos tabulares de coloración verde amarillenta que se alteran rápidamente adquiriendo un color

rojizo y marrón oscuro debido a la oxidación de sus minerales. Esta uni
dad aflora en los Cerros Gacho y Pelón al sureste del área en donde el --
intemperismo ha permitido que el material se explote fácilmente como --
banco de material. (punto 32)

Cuaternario.

Pleistoceno Inferior. (Qploi)

Andesita. Qploi (A). - Esta unidad, compuesta de rocas de carácter in--
termedio, representa las fases efusivas iniciales del período Cuaterna--
rio y aflora, sin distribución preferencial alguna, por distintas partes --
del área estudiada. Los derrames y aparatos volcánicos andesíticos origi--
nados en esta época son los siguientes: El Coruco y La Trompeta, ambos
al norte de Ixtlán de los Hervores; El Tepeguaje, al sur del mismo pobla--
do; El Zapote, al oeste de la Presa Ing. Antonio Rodríguez y otros que --
carecen de nombre propio pero que se ubican en los alrededores de los --
poblad^{os} de: El Platanal, Fco. J. Mújica, Villa Chavinda, Las Majadas --
(puntos 18 y 24), Atecuario y Taquiscuareo. En la mayoría de estos luga--
res se observa que el intemperismo produce suelos residuales, así como
bloques redondeados que se agrupan en depósitos de piedemonte. Algunos
aparatos volcánicos se encuentran afectados por fracturas y fallas norma--
les.

En muestra de mano, las rocas presentan color gris oscuro, textura --

afanítica, algunas con vesículas pequeñas y alargadas que desarrollan planos de fracturamientos.

Al microscopio se pudieron distinguir andesitas y andesitas basálticas; - entre las primeras se incluyen las de "hornblenda" (punto 6) y "de hiperstena" (puntos 12 y 26); las segundas se clasificaron como andesitas basálticas "de olivino" (punto 38), "de hiperstena" (punto 18) y de "hiperstena y olivino" (punto 28). Las texturas presentes son traquítica, hialopolítica y subofítica con matriz de vidrio, piroxenos, plagioclasas y apatito acicular. Los minerales primarios son andesina, labradorita, hornblenda, - - hiperstena y olivino, en menor proporción está la oligoclasa. Los minerales accesorios son piroxenos, opacos, vidrio y apatito, como minerales secundarios se encuentran hematita e iddingsita.

El análisis químico por elementos hecho a las rocas del punto (12) determinó que éstas contienen 1.4% de Na, 1.55% de K, 1.25% de Mg y 3.47% de Ca.

Toba andesítica. Qploi (tan). - Esta unidad corresponde a los depósitos -- piroclásticos producidos durante la emisión de las andesitas, localizadas solo en algunos lugares, como los ubicados en los alrededores de los volcanes La Trompeta y otros sin nombre propio junto a Fco. J. Mújica.

Toba andesítica - Brecha volcánica andesítica. Qploi (tan-bvan). - Estos depósitos ígneos extrusivos se localizan en los volcanes La Trompeta, El Coruco, al norte de Ixtlán de Los Hervores, el ubicado junto a Fco. J. -- Mújica y en la parte sur del área, al oriente de Villa Chavinda. Estos depósitos forman parte de conos cineríticos por donde emanaron lavas intermedias de la misma edad.

Basalto. Qploi (B). - Esta unidad tiene poca importancia ya que solo está expuesta en una localidad ubicada a 7 km. al SW de Churintzio. Consiste de un derrame de poca extensión que sobreyace a basaltos andesíticos del Plioceno y probablemente corresponde a las fases iniciales de erupciones volcánicas basálticas que caracterizan al período Cuaternario.

Brecha volcánica basáltica. Qploi (bvb). - Estos materiales volcánicos están estrechamente relacionadas con la unidad descrita anteriormente y -- comprende los depósitos que conforman los conos que dieron origen a las lavas de la misma composición y edad y también es el único lugar donde se encontraron.

Pleistoceno Medio. (Qplom)

Andesita. Qplom (A). - Las rocas de esta unidad forman estratovolcanes claramente reconocibles en el centro y sur del área, como son -

los cerros De los Ortíz, sobre la planicie lacustre de Zamora y varios - otros sin nombre ubicados al norte de El Platanal, al este de la Estanzuela, al noreste de Ecuandureo, en Taquiscuareo y al sureste de El Cometa, en la parte alta de la Sierra de Pajacuarán.

Las rocas son compactas con vesículas aplastadas, pseudoestratificadas - con tobas de lapilli, con escaso fracturamiento y formando estructuras -- de conos volcánicos, que al efecto del intemperismo desarrollan grandes bloques compactos, poco fracturados, de color negro, con superficie - - vítreo que intemperiza a arcillas de color café oscuro.

En muestras de mano las rocas son compactas, de textura afanítica, con minerales observables como plagioclasas y óxidos.

Las muestras con esta clave que fueron analizadas corresponden en su -- mayor parte de barrenos de sitios paleomagnéticos como son el sitio "K" y otros ubicados fuera del área cartografiada.

Al microscopio presentan texturas traquítica, pilotaxítica, ofítica y suboftica con matriz de vidrio, piroxenos y plagioclasas.

Como minerales primarios se identificaron plagioclasa andesina, labradorita, hiperstena, olivino, hornblenda y augita. Como accesorios presentan opacos, apatito, pigeonita y vidrio; como secundarios hematita, sericita e iddingsita (punto 10).

El análisis químico por elementos hecho a las rocas del punto (10) determinó que contienen 1.4% de Na, 0.67% de K, 2.55% de Mg y 5.2% de Ca.

Andesita - Toba andesítica. Qplom (A-tan). - En esta clave se ha incluido a las estructuras volcánicas que presentan intercalaciones con derrames y tobas andesíticas como ocurre en el volcán del punto de verificación - número 10, en el noreste de Ecuandureo y en otro volcán emplazado en la Sierra de Pajacuarán, al sureste de El Cometa, este último formado al parecer bajo la influencia de una falla normal.

Toba andesítica - Brecha volcánica andesítica. Qplom (tan-bvan). - La única localidad donde se encuentra esta unidad se localiza a 4 km. al sur de Ixtlán de los Hervores. Consiste de un pequeño cono cinerítico emplazado sobre andesitas del Pleistoceno Inferior compuesto por piroclastos que van de tamaños finos a gruesos.

Toba andesítica. Qplom (tan). - Esta unidad consiste de productos piroclásticos color café oscuro, de extensión y ubicación restringida alrededor del cono cinerítico descrito en la unidad anterior.

Basalto. Qplom (B). - Los derrames basálticos originados en este tiempo se caracterizan por extenderse ampliamente en forma de mesas, esto se

observa en las coladas cercanas a las poblaciones de Venustiano Carranza, El Varal, Las Zarquillas, La Piedad de Cabadas, Churintzio y Tanhuato de Guerrero.

En afloramiento estas rocas se presentan compactas, en estructuras de derrame, con alto fracturamiento definido por vesículas alargadas parcialmente rellenas de cuarzo y carbonatos. En las zonas de La Piedad y Churintzio han desarrollado suelos residuales aptos para la agricultura.

Al parecer existe relación entre la disposición de los centros eruptivos y el fracturamiento con orientación NE-SW desarrollado en el Pleistoceno.

En observaciones al microscopio se identificaron texturas traquítica, subofítica, ofítica y pilotaxítica con matriz de piroxenos y vidrio. Los minerales primarios son labradorita, andesina, hornblenda, hiperstena, lamprobolita, olivino y augita; los accesorios son apatito, piroxenos, vidrio y magnetita; como secundarios presentan hematita, sericita e iddingsita.

De acuerdo con las características propias de las rocas de cada punto de verificación (puntos 4 y 39) y el sitio paleomagnético "F" se clasificaron como basaltos andesíticos de hornblenda, olivino y piroxenos respectivamente. Las rocas de los puntos 1 y 14 y el sitio "D" se clasificaron como basaltos de olivino, olivino-lamprobolita y olivino-piroxenos respectivamente.

Toba basáltica - Brecha volcánica basáltica. Qplom (tb-bvb). - A esta unidad corresponden los depósitos que conforman los conos cineríticos basálticos del Pleistoceno Medio. Se les encuentra al suroccidente de Tarimoro, a 1.5 km. al norte de La Piedad de Cabadas y a 3 km. al norte de Churintzio.

Toba basáltica. Qplom (tb). - Son depósitos tobáceos que se encuentran ubicados principalmente en la parte oriental del área, como ocurre en los alrededores de las poblaciones de Churintzio y La Piedad de Cabadas.

Pleistoceno Superior. (Qplos)

Andesita. Qplos (A). - A esta unidad corresponden rocas de tipo intermedio escasamente difundidas por las cartas que comprenden la zona de estudio. Dentro de estas manifestaciones volcánicas del Pleistoceno se pueden mencionar las que conforman los cerros Prieto y La Ceniza, al SE de Tanhuato y cuatro pequeños cerros ubicados sobre la Sierra de Pajacuarán, en los alrededores de El Platanal, El Cometa y la Estanzuela; estos últimos incluyen en su estructura un alto porcentaje de piroclastos y tobas. También se clasificaron como andesitas del Pleistoceno Superior a las rocas que conforman el cono de la localidad de Chilchota, fuera del área cartografiada pero utilizadas para hacer muestreo paleomagnético, denominada como sitio "A".

En el afloramiento estas rocas se mostraron compactas, algo vesícula-- res, poco fracturadas y con desarrollo de escaso suelo. En muestra de - mano presentan un color gris oscuro, textura afanítica con ferromagne- sianos y óxidos observables.

En observación microscópica se apreciaron texturas hialopilítica (punto - 23) y traquítica (sitio "A"), de matriz vítrea y plagioclasas, con andesina, oligoclasa, labradorita, olivino e hiperstena como minerales primarios, - presentan opacos, vidrio y apatito como accesorios e iddingsita como - - secundario.

Andesita - Toba andesítica. Qplos (A-tan). - Esta unidad solo está repre- sentada en una sola localidad, al sureste del poblado de El Cometa, en la Sierra de Pajacuarán. Se trata de las intercalaciones de piroclastos con - derrames de tipo intermedio.

Basalto. Qplos (B). - A esta unidad corresponden las rocas de los últimos eventos volcánicos del Pleistoceno, dentro del área. Estas se encuentran aflorando al noroeste de Villa Chavinda, al sur de la Luz, al noroeste de Ixtlán, al suroeste de Tanhuato, en El Cometa, La Cuestita y en La Pro- videncia; los últimos tres mencionados están asociados en gran medida - con tobas y piroclastos basálticos. Se presentan compactas en estructura de derrame, con escaso fracturamiento, de color gris oscuro y con pla

gioclasas observables a simple vista.

En observación al microscopio se apreciaron texturas hialo óptica (como en el sitio "E") y subóptica (punto 11), con matriz de vidrio, plagioclasas y piroxenos. Los minerales primarios son: labradorita, andesina, augita y olivino; los accesorios son pigeonita y opacos; no presentan minerales secundarios.

Basalto - Toba Basáltica. Qplos (B-tb). - Con esta clave se representa a -- dos pequeños volcanes que se componen de la intercalación de basaltos y tobas de composición basáltica. Estos conos se localizan, uno en la Sierra de Pajacuarán y otro al noreste de Atacheo de Regalado.

Holoceno. (Qho)

Basalto. Qho (B). - Las rocas de esta unidad constituyen los eventos volcánicos más recientes de la Cordillera Volcánica Mexicana como los observados en tiempos históricos en los volcanes Parícutín y Xitle. Generalmente consisten en derrames de poca extensión combinados con depósitos tobáceos y brechoides según se observa en dos localidades, al noreste de Villa Chavinda y otra al sureste de El Cometa. En afloramiento estas -- rocas se observan vesiculares, no muy compactas, con pequeñas fracturas de actitud NW 20° de inclinación, al intemperismo se forman laderas de grandes bloques tipo malpais (punto 37). Al microscopio presentan - -

textura traquítica con matriz de vidrio hematizado y piroxenos. Los minerales primarios son: labradorita, andesina y augita; los accesorios son apatito y minerales opacos, la hematita aparece como secundario. Debido a la mineralogía que presentan se clasificaron como basaltos andesíticos y se han cartografiado como basaltos.

En análisis químico por elementos hecho a las rocas del punto (37) determinó que contienen 0.1% de Na, 1.26% de K, 1.62% de Mg y 5.95% de Ca.

Brecha volcánica basáltica. Qho (Bvb). - Este tipo de depósito está relacionado con los derrames descritos anteriormente y componen a los pequeños volcanes ubicados al nororiente de Villa Chavinda, sobre una planicie lacustre.

Toba basáltica. Qho (tb). - Esta unidad completa los depósitos de las últimas emisiones volcánicas en el área. Se encuentra muy estrechamente relacionada con derrames basálticos y con brechas volcánicas, en conjunto estos tres tipos de material corresponden a emisiones pobres en - - - volúmen y distribución.

DEPOSITOS RECIENTES

Cuaternario.

Holoceno. (Qho)

Lacustre. Qho (la). - Esta unidad está compuesta por depósitos lacustres que se han ido acumulando probablemente desde el Plioceno Superior - - - hasta el Reciente aprovechando las depresiones formadas por los sistemas de escalones de fallas normales del graben de Chapala. El proceso de acumulación continúa actualmente en los lagos de Chapala, La Alberca y Colesio.

Estos depósitos son de gran importancia debido a la extensión territorial que poseen, sin embargo las áreas más importantes se sitúan en los alrededores de las ciudades y poblados como son: La Barca, Pajacuarán, - - Villamar, Ario de Rayón, Yurécuaro, Ecuandureo y Churintzio.

En su base, según lo muestran perforaciones hechas en la zona de Los -- Negritos e Ixtlán, están presentes capas de limolitas, arenas, diatomitas y gravas intercaladas con derrames basálticos, tobas y brechas volcánicas del Plioceno. Hacia su cima están presentes limolitas, tobas, arenas, gravas, depósitos de piedemonte y palustres intercalados con derrames lávicos del Cuaternario. El máximo espesor aproximado de estos depósitos es de 500 metros (Guerrero, 1978; Maciel, 1984).

Las características sedimentológicas y estructurales de estos depósitos permiten considerarlos como roca sello de las emanaciones de fluidos -- termales presentes en sitios térmicos del occidente del área y son utilizados actualmente como campos de cultivo de temporal y nómada de gran - importancia para la región. (véase anexo 3, fotografía 2)

Residual. Qho (re). - Esta unidad está constituida de suelos de tipo residual producto del intemperismo químico y físico de las rocas expuestas - en la región, ya sean derrames lávicos o bien tobas y brechas volcánicas. Los suelos de ésta unidad se componen de arcillas y están ampliamente - distribuidos y como ejemplo se puede citar a los del suroeste de la Piedad de Cabadas, o los del sur de Vista Hermosa. Estos últimos son utilizados para cultivo de riego y temporal, así como áreas de pastizal para la ganadería.

Piedemonte. Qho (pm). - Esta unidad está formada por depósitos de pie-- demonte o "repié" acumulados en los cambios de pendiente, en valles intermontanos y en la periferia de las planicies lacustres.

Está constituida de arenas, gravas y bloques, productos del intemperismo físico de las rocas y acumulados por la acción de la gravedad y en -- menor proporción por la acción de corrientes fluviales intermitentes.

Su extensión superficial restringida, así como su composición granulométrica no permite el desarrollo de buenos suelos por lo que se utilizan parcialmente como zonas de pastoreo o para cultivos nómadas.

Palustre. Qho (pal). - Estos depósitos son de extensión muy restringida y solo se les encuentra en las inmediaciones de las presas del noroccidente del área como son: las presas Gonzalo, Grande Delicanto y Palo Dulce - - entre otras. Su granulometría consiste de arcillas, limos y arenas finas - característica de ambientes de pantanos.

Aluvial. Qho (al). - Las acumulaciones sedimentarias que conforman esta unidad son gravas finas, arenas y limos depositados por corrientes fluviales intermitentes y perennes de las que son de mayor importancia los ríos Duero y Lerma al norte y noreste del área.

Tabla (4)

Punto	Coordenadas	Textura	Minerales Esenciales				Minerales Accesorios			Minerales Secundarios		Matriz			Clasificación
			Feldesp	Olig.	And.	Lab.	Pirox.	Anfib.	Olv.	Opacos	Apatito	plag.	vidrio	pirox.	
1	20° 22.54'N 102° 6.95'W	Subofítica				X	X		X	X				X	Basalto
3	20° 19.93'N 102° 14.19'W	Ofítica			X	X		X	X	X				X	Andesita Basáltica
4	20° 3.22'N 102° 25.17'W	Ofítica			X	X	X	X	X	X	X			X	Basalto Andesítico
5	20° 19.35'N 102° 6.05'W	Traquítica			X	X	X	X	X	X			X		Andesita Basáltica
6	20° 15.75'N 102° 5.1 'W	Hialopilitica			X			X		X	X	X	X		Andesita
7	20° 13.03'N 102° 9.8 'W	Traquítica			X	X	X	X		X		X	X		Basalto Andesítico
8	20° 11.78'N 102° 0.99'W	Vitrea	X	X						X	X		X		Riolita
10	20° 10.95'N 102° 10.05'W	Ofítica			X	X	X	X	X	X			X	X	Andesita Basáltica
11	20° 11.01'N 102° 25.5 'W	Subofítica			X	X	X			X				X	Basalto Andesítico
12	20° 10.44'N 102° 23.32'W	Traquítica			X	X	X			X			X		Andesita
13	20° 10.36'N 102° 24.08'W	Traquítica			X	X	X		X	X			X		Andesita Basáltica
14	20° 9.76'N 102° 2.96'W	Traquítica				X	X	X	X	X	X	X		X	Basalto
15	20° 9.39'N 102° 3.32'W	Traquítica			X		X	X		X	X	X		X	Andesita
16	20° 9.26'N 102° 13.47'W	Traquítica			X	X	X	X		X	X		X	X	Andesita

Tabla (4)

Punto	Coordenadas	Textura	Minerales Esenciales				Minerales Accesorios			Minerales Secundarios		Matriz			Clasificación
			Feldesp	Olig.	And.	Lab.	Pirox.	Anfib.	Olv.	Opacos	Apatito	plag.	vidrio	pirox.	
17	20° 9.26'N 102° 21.95'W	Subofítica			X	X	X		X	X	X		X	X	Basalto Andesítico
18	20° 7.76'N 102° 15.76'W	Subofítica			X	X	X	X		X			X	X	Andesita Basáltica
20	20° 6.42'N 102° 4.86'W	Hialofítica			X	X	X	X		X	X		X	X	Basalto Andesítico
21	20° 6.17'N 102° 31.65'W	Pilotaxítica			X	X	X		X	X	X		X	X	Andesita Basáltica
23	20° 4.93'N 102° 36.63'W	Hialopilitica			X	X			X	X			X		Andesita
25	20° 1.91'N 102° 11.08'W	Ofítica			X	X	X		X	X			X	X	Basalto Andesítico
26	20° 3.78'N 102° 34.54'W	Subofítica		X	X		X			X	X			X	Andesita
27	20° 3.40'N 102° 0'W	Hialofítica			X	X	X	X	X	X		X	X	X	Andesita
28	20° 3.22'N 102° 25.17'W	Subofítica			X	X	X		X	X				X	Andesita Basáltica
29	20° 2.93'N 102° 4.03'W	Subofítica			X	X			X	X		X			Andesita
30	20° 2.45'N 102° 14.88'W	Subofítica			X	X	X		X	X				X	Basalto Andesítico
31	20° 1.91'N 102° 10.75'W	Traquítica			X		X	X	X	X	X		X	X	Andesita
32	20° 1.66'N 102° 5.59'W	Subofítica			X	X	X		X	X				X	Basalto Andesítico
33	20° 1.69'N 102° 33.65'W	Traquítica			X	X			X	X			X		Andesita Basáltica

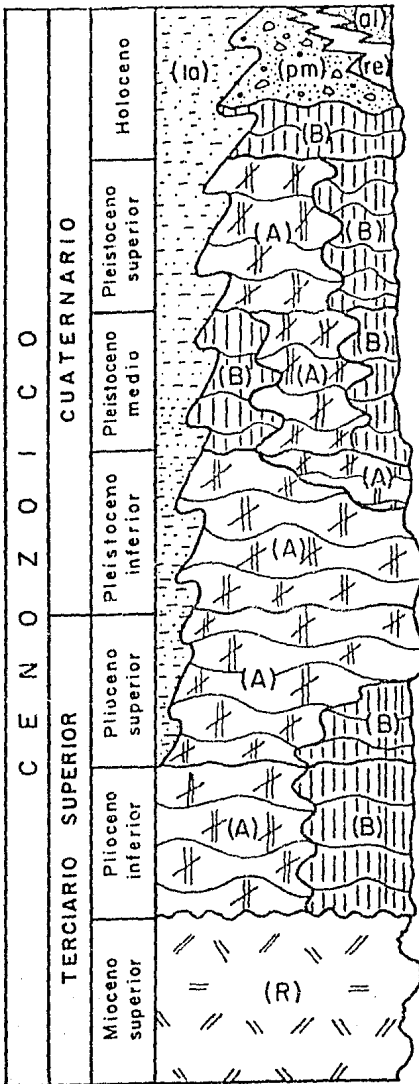
V. c. -COLUMNA ESTRATIGRAFICA

La columna estratigráfica para el área de estudio está definida por unidades litológicas cuyos rangos van del Mioceno Superior al Reciente. La sucesión de los eventos volcánicos y sedimentarios ha sido definida a partir de las observaciones indirectas hechas en fotografías aéreas e imágenes de satélite y han sido verificadas en el trabajo de campo. Las observaciones directas permitieron afirmar que las rocas expuestas en el área no presentan un afloramiento ideal que permita ver la sucesión real de los eventos, pero las características geológicas permitieron definir con relativa aproximación su ubicación en tiempo y espacio. (fig. 42).

Los datos paleomagnéticos, petrográficos, geoquímicos y de profundidad de disección de las rocas permitieron reafirmar su posición dentro de la columna la cual se describe brevemente a continuación.

La base de la columna volcano-estratigráfica está representada por rocas ígneas de carácter ácido; su composición así como su ubicación y afloramiento restringido permiten considerarlas como pertenecientes a un evento ígneo extrusivo anterior a los eventos que dieron origen a las rocas de la Cordillera Volcánica Mexicana.

Estas rocas son vitrificados riolíticos que presentan parámetros morfométricos altos, con profundidad de disección de barrancos cuyos rangos van



- aluvial , residual
- piedemonte , lacustre , palustre
- Basaltos andesíticos de augita
- Andesitas de olivino e hiperstena
- Basaltos de olivino
- Basaltos de olivino
- Andesitas basálticas de olivino
- Basaltos andesíticos de hornblenda
- Andesitas basálticas de hipersteno
- Andesitas de hornblenda
- Andesitas basálticas de olivino
- Basaltos andesíticos de olivino
- Andesitas de hipersteno y olivino
- Basaltos andesíticos de olivino
- Vitrófidos riolíticos

	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Columna estratigráfica	
	TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1986	Fig. 42

de 45 a 65 metros por lo que se estableció que la secuencia pertenece al Mioceno Superior constituyendo así la base de la columna.

Los eventos volcánicos a partir del Plioceno Inferior, adquieren un carácter básico e intermedio y constituyen propiamente las rocas que forman parte de la C.V.M.

Las rocas del Plioceno Inferior son: andesitas de hiperstena, olivino y hornblenda, y basaltos andesíticos de olivino, hiperstena y anfíboles, con parámetros morfométricos altos y profundidades de disección con rangos de 15 a 45 metros. Las rocas de Plioceno Superior son: andesitas basálticas de olivino, hornblenda y piroxenos, y basaltos andesíticos de olivino que presentan parámetros morfométricos intermedios y profundidad de disección con rangos de 8 a 15 metros; las andesitas basálticas presentaron magnetizaciones remanentes de carácter reverso que las ubica dentro de la Epoca Magnética Matuyama.

Las rocas del Pleistoceno Inferior son: andesitas de hornblenda e hiperstena y andesitas basálticas de hiperstena y olivino; las andesitas presentaron magnetizaciones remanentes de carácter reverso que las colocan dentro de la Epoca Magnética Matuyama.

Las rocas del Pleistoceno Medio son: basaltos de olivino, piroxenos y anfíboles, andesitas basálticas de piroxenos y olivino y basaltos andesíticos

de hornblenda, hiperstena y olivino; los estudios paleomagnéticos hechos a estas rocas confirman la presencia de magnetizaciones remanentes de carácter normal que las ubica dentro de la Epoca Magnética Brunhes.

Las rocas del Pleistoceno Superior son: andesitas de olivino e hiperstena y basaltos de olivino; la magnetizaciones remanentes encontradas en estas rocas son de carácter normal ubicándolas dentro de la Epoca Magnética Brunhes. En general, las rocas del Pleistoceno presentan parámetros morfométricos bajos con profundidad de disección cuyos rangos están entre 2 y 8 metros.

Las rocas de Holoceno son basaltos andesíticos de augita con profundidad de disección de menos de 2 metros, presentaron magnetización remanente reversa que probablemente corresponda a un evento magnético de la Epoca Brunhes.

Los depósitos lacustres tienen un rango estratigráfico que va del Plioceno Superior (?) al Reciente y se encuentran intercalados con las unidades litológicas del área.

Los depósitos de piedemonte, aluviales y suelos residuales son unidades sedimentarias que se encuentran cubriendo parcialmente a las unidades litológicas de la columna y constituyen el último evento geológico en el área de estudio.

VI. - TECTONICA

VI.a. GEOLOGIA ESTRUCTURAL DEL AREA

Las estructuras que conforman el área están representadas por edificaciones volcánicas jóvenes que incluyen conos cineríticos, conos compuestos, coladas, mantos y acumulaciones de piroclastos, los cuales en conjunto provocan una morfología muy distintiva, aunque ha sido modificada en gran parte por la tectónica de distensión. Esta fase de deformación característica contempla tres épocas distinguibles por la dirección actuante en cada una de ellas, lo que se ve reflejado en la orientación de fallas normales, fracturas y por consiguiente aparatos volcánicos que se manifestaron por la facilidad que tuvieron los magmas de fluir a través de tales estructuras. Así tenemos que las alineaciones, al igual que los volcanes más antiguos son pliocénicas y están orientadas E-W como la gran falla que se ubica ligeramente al sur de Pajacuarán, que junto con otras de este tipo están relacionadas al tectonismo que dió origen al graben y Lago de Chapala.

Las alineaciones NE-SW son de menor importancia y están relacionadas a otro evento de distensión ocurrido en el Plio-Cuaternario al que representan las fallas y fracturas al este de El Platanal. Por último los lineamientos con dirección NW-SE se formaron en el Cuaternario, son las más numerosas y afectan a zonas como Cerro Gordo, Cerrito Colorado, Cerro Grande, etc. Existen otro tipo de fracturas de origen distinto a las ante-

riores, estas se orientan de manera radial y están presentes en los conos volcánicos.

La mayoría de estas estructuras son profundas y algunas interceptan alguna cámara magmática provocadora de emisiones recientes, que esté en -- proceso de extinción, pero que todavía pueda proveer de calor a fluidos cercanos, para de esta manera convertirse en un sistema hidrotermal activo, virtualmente aprovechables para generar electricidad. Así, por el conducto de estas estructuras se exterioriza la gran actividad térmica del interior de la Tierra, a través de manifestaciones de alta temperatura con -- probabilidades de hacerlas rendir económicamente. Esto ocurre en los -- campos geotérmicos de Ixtlán de los Hervores y Los Negritos, donde se ha demostrado con estudios geofísicos su relación con fallas normales no visibles pues están cubiertas por depósitos sedimentarios.

A continuación se describen algunas de las principales estructuras, su actitud y respuesta ante los esfuerzos tectónicos.

Falla Pajacuarán: Su expresión topográfica es característica y de las más resaltables en el área. En realidad no se trata de una sola falla sino un -- conjunto de fallas normales continuadas entre sí, que presentan brechas -- de falla, sin milonitización ni alteración hidrotermal, con una longitud de 18 km., un salto vertical de 300 m. y un salto verdadero de 500 m. Se localiza en la parte oriental del área y se extiende desde la población Venus

tiano Carranza hasta el Cerro Grande. Estructuralmente forma parte del sistema de fallas normales escalonadas formadoras del graben de Chapala, su orientación general es este-oeste pero presenta ligeras variaciones a NW-SE y NE-SW. Cerca del poblado de Paracho se le midieron los siguientes datos de actitud: rumbo de NE 5° e inclinación de 60°, aunque para Díaz (1972) el rumbo promedio es E-W en su parte occidental y - - - NW-SE en el lado oriental con inclinación media de 65°.

La edad de estas estructuras es del Plioceno Tardío ya que se encuentra - afallando rocas efusivas del Plioceno Temprano como las rocas del Cerro El Muerto y Cerro Grande así como a derrames basálticos más antiguos - del Mioceno Tardío (Rosas, 1981) y a su vez se encuentra afectada por - - fracturas de dirección NE-SW de edad Plioceno Tardío-Pleistoceno (Serrano, 1979) y fracturas NNW-SSE del Pleistoceno.

Los esfuerzos tectónicos que originaron esta falla son de tipo tensional - donde el esfuerzo mayor es perpendicular a la superficie debido a la - - - acción de la gravedad, con inclinación de valor promedio $\alpha = 45^\circ + \phi / 2$ - (Ragan, 1980). (véase anexo 3, fotografía 3)

Los sistemas de fracturamiento NNW-SSE y NE-SW permitieron de alguna manera la edificación de conos cineríticos alineados durante el Pleistoceno así como el ascenso de emanaciones termales que se manifiestan en las - poblaciones de V. Carranza y Pajacuarán debido probablemente a una reactivación de la falla durante el Cuaternario (Maciel, 1984).

Falla Ixtlán. - Presenta una expresión topográfica menos pronunciada que la de Pajacuarán. Se extiende desde la población del Capulín con rumbo -- SE 55° hasta Ixtlán de los Hervores, y en parte forza al curso del Rfo Duero a seguir la misma trayectoria. Parece ser una extensión del flanco norte del sistema graben de Chapala, pues tiene actitud de falla normal con longitud de 11 km., inclinación promedio de 65° hacia el SW y salto aproximado de 70 m. (Maciel 1984). La edad probable de esta estructura es -- del Pleistoceno Superior ya que afecta a rocas del Plioceno y Pleistoceno. Esta falla se encuentra afectada por un fracturamiento de dirección NNW-SSE de edad Pleistoceno Tardío que permitió tanto la formación de conos cineríticos alineados como las manifestaciones hidrotermales que se observaron en la localidad de El Salitre. Datos de estudios geofísicos con magnetómetro (Acosta, 1955) sugieren que están presentes fracturas con alteración hidrotermal sobre la roca basal por la que ascienden emanaciones - - termales.

Falla Encinal. - Esta estructura es más sinuosa que las anteriores y topográficamente se identifica a partir del poblado de El Salitre, extendiéndose hacia el SE hasta cruzar el Cerro El Encinal y probablemente continúe hasta el Cerro Colorado, al Sur de La Rinconada. De acuerdo con esto su extensión es de 16 km. con orientación de 50° NW-SE e inclinación de 65° SW. Guadarrama (1978) por medio de estudios magnetométricos ha comprobado que existe continuidad entre las fallas Ixtlán y Encinal por debajo

de los depósitos sedimentarios lacustres, por lo que se le asigna una edad del Pleistoceno. Se encuentra afectada por fracturas NNW-SSE y NW-SE - así como por fallas normales relativamente pequeñas como las del Cerro El Platanar de edad Pleistoceno Tardío.

Falla Nogales. - Es una falla normal que se expresa sobre el cerro Los Nogales, con orientación NE-SW 30° y longitud de 6 km. Se le ha asignado la edad de Pleistoceno Tardío ; afecta a rocas del Terciario Superior y a su vez está afectada por fracturas de patrón radial y otras de rumbo NE-SW. Con los estudios magnetométricos de Guadarrama (op cit.) se infirió que la Falla Nogales interseca a la Ixtlán-Lencinal a profundidad, - cerca de El Salitre, lo que sirve como conducto de las manifestaciones -- termales de esta zona.

Falla Prieto. - Esta estructura es una falla normal que se expresa enteramente sobre el Cerro Prieto, en la zona central del área. Su longitud es - de 3.5 km. con orientación NE-SW, afecta a rocas del Pleistoceno, por lo que se le asigna la edad Pleistoceno Tardío.

Falla Ceniza. -Esta estructura afecta en parte al Cerro Prieto, pero fundamentalmente lo hace en el Cerro Ceniza. Se trata de una falla normal del Pleistoceno Superior con orientación NW-SE y longitud de 3 km.

Falla Mezquite. - Se trata de una falla normal de aparente concordancia --

estructural con las fallas de Ixtlán, del Cerro El Bordo y de otras menores de esa zona, productos de la misma fase distensiva. Se orienta con rumbo NW-SE con extensión de 10 km., salto vertical de 200 m. y se le ha asignado la edad Pleistoceno.

Falla Bordo. - Se ubica a 1.5 km. al SW de la Falla El Mezquite y como ya se mencionó, es semejante a ésta. Se extiende a lo largo de 7 km., con salto vertical de 60 m. hacia el SW.

Falla El Cometa. - Es una falla normal que se ubica al sur de la Falla Pajacuarán en la Sierra del mismo nombre. Su edad probable es del Plioceno, se extiende sinuosamente a lo largo de 14 km., con salto vertical de 30 m. Se considera que a través de ella se pudieron manifestar los conos cineríticos de su parte oriental.

Falla El Arbol. - Esta estructura del Plioceno Tardío se encuentra sobre el flanco sur del Cerro El Muerto con actitud semejante a la de Pajacuarán. Su orientación es NW-SE con longitud de 3.5 km. y salto vertical de 35 m.

Falla El Salitre. - Se ubica al SE de la población de Villamar, en el extremo suroccidental del área en estudio. Esta estructura se considera del Pleistoceno, se orienta NW-SE con longitud de 4 km. y salto aproximado de 70 m.

Falla El Tecolote. - Se extiende a lo largo de 10 km. hacia el oeste a partir del Cerro Pelón hasta las cercanías del poblado La Ladera. Presenta un salto de 50 m. hacia el sur y por estar afectando a rocas del Plioceno Inferior y Superior se le asigna la edad de Pleistoceno Temprano. Esta estructura parece corresponder a una parte de un sistema de escalones irregulares que dieron origen a la planicie lacustre de la Cd. de Zamora y se encuentra afectada por fallas ovales pequeñas del Pleistoceno Superior de orientación NW-SE.

Falla Atecuario. - Es una estructura que va desde el Cerro El Encinal hasta el Cerro Tacari, tiene una forma muy irregular, de orientación aproximadamente E-W, con un salto máximo aproximado de 200 m. y una longitud de 18 km. Se encuentra cortando rocas del Plioceno Inferior y del Pleistoceno Inferior y Medio por lo que se le asigna una edad del Pleistoceno Tardío. Estructuralmente es el escalón más septentrional de la fosa tectónica que dió origen a la planicie lacustre y aluvial de Zamora. Sobre la traza de la falla se encuentran algunos aparatos volcánicos pequeños del Pleistoceno Superior, cabe hacer notar que no hay manifestaciones termales asociados a la falla y se encuentra cortando, en su extremo occidental, a la Falla Encinal ocultándola bajo los depósitos lacustres.

Falla Churintzio. - Se ubica al este del poblado del mismo nombre. Se extiende con forma curvada a lo largo de 6 km. a través de los cerros Churint-

zio y Zináparo. Es una falla normal con expresión topográfica notable por sus 150 m. de salto. Se encuentra afectando a las rocas ígneas ácidas del Mioceno Superior, y a su vez es afectada por fracturamientos de rumbos NW-SE y NE-SW. Se le da una edad tentativa del Plioceno Temprano y parece constituir la continuación más oriental de los escalones del sistema graben de Chapala.

Falla Picachos. - Ubicada al norte de Ecuandureo, se extiende a lo largo de 8 km. con salto de 100 m. desde el poblado de La Soledad con rumbo NE-SW hasta las cercanías de Los Guajes y se le asigna una edad del Plioceno Tardío.

Falla La Piedad. - Constituye la expresión topográfica más relevante del norte del área y forma parte de un sistema de cinco fallas escalonadas de orientación aproximada E-W. Se encuentra al norte de La Piedad de Cabadas desde la población Los Laureles hasta la población Las Escobas en su parte occidental en donde está afectada por pequeñas fallas locales de movimiento lateral izquierdo y se continúa hasta el sur de la población Yurécuaro en donde se oculta bajo los depósitos aluviales y lacustres de la Ciénaga de Chapala. Tiene una longitud aproximada de 25 km. con un salto menor de 100 metros, se encuentra cortando a rocas del Plioceno Superior y se le asigna una edad del Pleistoceno Temprano. Su expresión superficial es aprovechada por el curso natural del Río Lerma y su traza horizontal no presenta manifestaciones hidrotermales importantes.

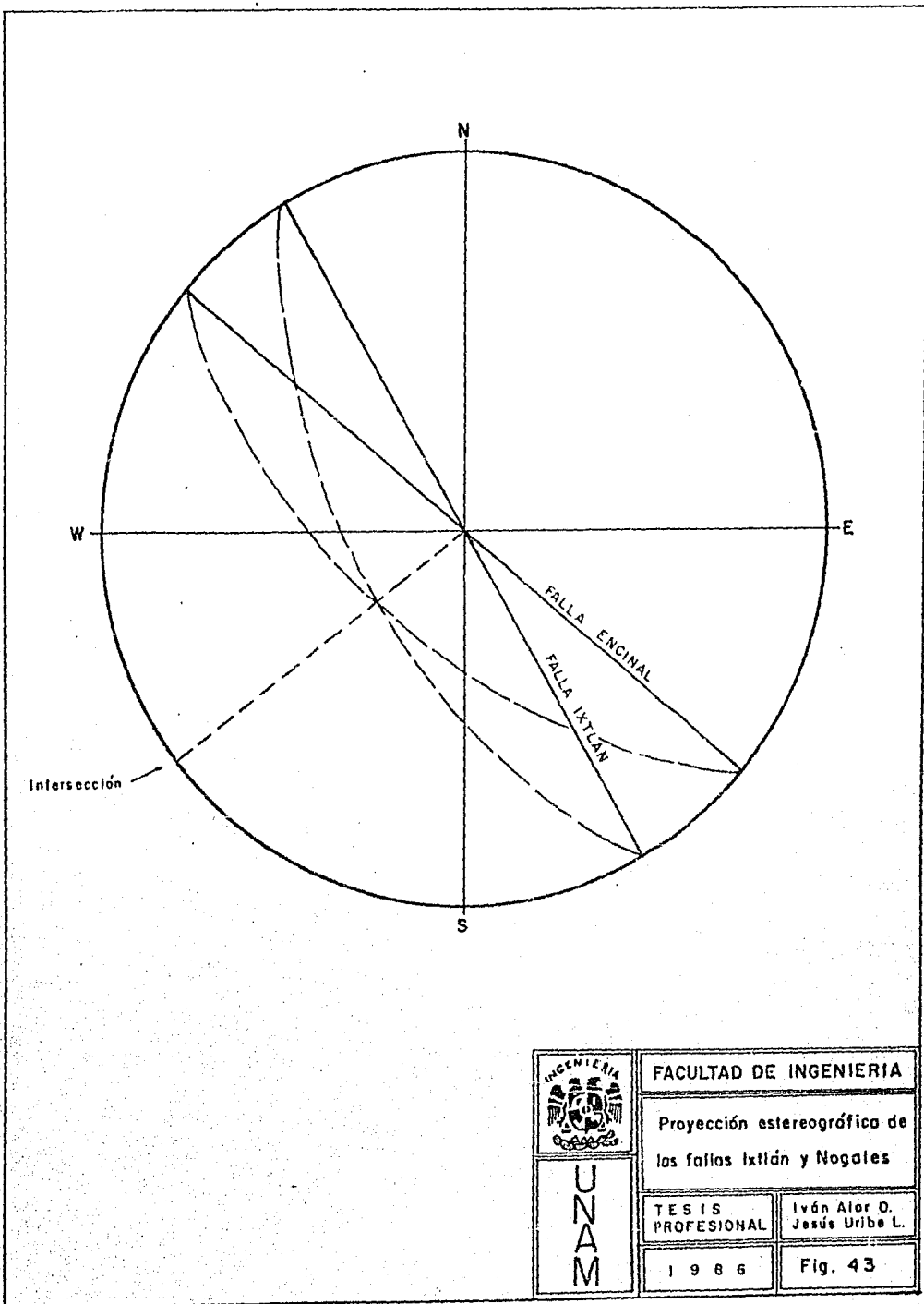
VI. b. ANALISIS ESTADISTICO DE LAS ESTRUCTURAS

Las estructuras geológicas más importantes del área de estudio son - - fallas de tipo normal que están representando esfuerzos tectónicos de tipo tensional cuyas edades van desde el Plioceno Tardío hasta el Pleistoceno Tardío; el 50% de las fallas normales presentan una dirección NW-SE lo que indica que los esfuerzos tensionales son de dirección NE-SW mientras que el 30% de las fallas normales son de dirección E-W y representan las expresiones topográficas más características del área; solo el 20% de las fallas descritas son de actitud NE-SW.

De esta manera se afirma que el área se encuentra dentro del sistema de fallas normales del graben de Chapala, el cual tiene limitada su continuación hacia el este por el sistema de fallas de actitud NW-SE y NE-SW. La representación estereográfica de las fallas Ixtlán y Encinal (fig. 43) permite afirmar que su intersección, en dirección SW 54° con 65° de inclinación, constituye un conducto favorable para los fluidos termales que provienen del subsuelo y que se manifiestan en la zona geotérmica de Ixtlán de Los Hervores y en otros sitios térmicos de la región.

El conteo estadístico de las fracturas con las falsillas de Schmidt y Kalsbeek y su representación estereográfica permite visualizar sistemas bien definidos que corresponden a esfuerzos de diferente actitud y edad.

El análisis estadístico de 100 fracturas de dirección NE-SW definió dos -



FACULTAD DE INGENIERIA

Proyección estereográfica de
las fallas Ixtlán y Nogales

TESIS
PROFESIONAL

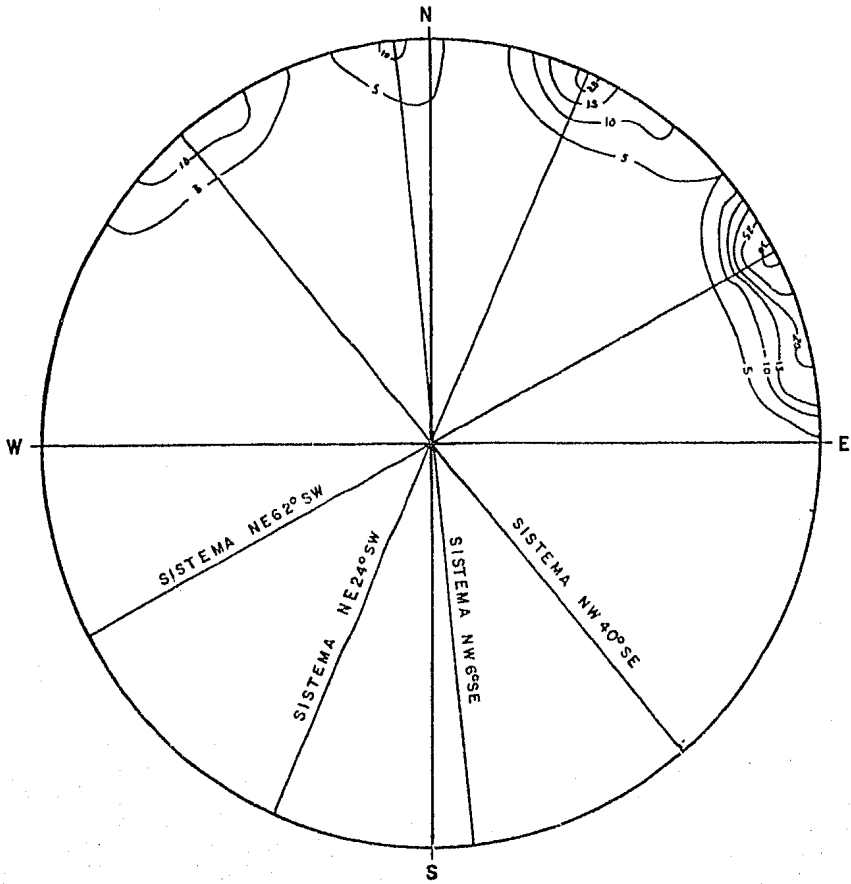
Iván Alor O.
Jesús Uribe L.

1986

Fig. 43

sistemas, el sistema principal tiene una dirección NE 62° SW y es de edad Plioceno Tardío-Pleistoceno (Serrano, 1979). Se infiere que este sistema de fracturas corta las rocas a profundidad ya que su actitud ha permitido la edificación de conos cineríticos alineados, claramente visualizados en las imágenes de satélite Landsat No. 58 (ver plano de geología estructural). El sistema secundario tiene una dirección NE 24° SW de edad Pleistoceno y es menos claro que el principal (fig. 44).

El análisis estadístico de 50 fracturas de dirección NW-SE definió dos -- sistemas; el sistema NW 6° SE que tiene una tendencia a ser norte-sur, y el sistema NW 40° SE cuya actitud ha sido aprovechada para la edificación de conos cineríticos alineados de edad Pleistoceno Medio y Tardío y Holoceno por lo que la edad de estos dos últimos sistemas de fracturas ha sido establecida como Pleistoceno Temprano.



FACULTAD DE INGENIERIA

Conteo estadístico de
150 fracturas.

UNAM

TESIS
PROFESIONAL

lvdn Alor O.
Jesús Uribe L.

1986

Fig. 44

VI. c. -TECTONICA.

Las rocas del área en estudio se encuentran dentro de una provincia volcánica de carácter calcoalcalina, con una distribución muy peculiar que se extiende desde la costa del Pacífico hasta las proximidades de la costa del golfo, a la cual se le ha denominado Cordillera Volcánica Mexicana.

Se han hecho estudios y se han dado variadas interpretaciones al origen de la C.V.M. en diferentes épocas, algunas de las cuales dicen que se trata de:

- a) Una prolongación de la zona de Fractura Clarión (Von Humboldt, 1867, Menard, 1955: Mooser and Maldonado, 1961).
- b) La continuación hacia el sur del sistema de fallas San Andrés.
- c) Una antigua geosutura reactivada en el Terciario (Mooser, 1968).
- d) Como resultado de un fenómeno de subducción en la Trinchera de Acapulco.

Los trabajos de Menard (1955), Mooser et al. (1958), Mooser y Maldonado (1961) hablan acerca de que el Eje Neovolcánico es la continuación de la fractura de Clarión dada la coincidencia lineal que presentan ambos rasgos. Sin embargo, estudios de manifestaciones volcánicas en la zona de Clarión indican que sus características petrológicas no son semejantes a las de la zona continental, por lo que no se les debe relacionar.

Algunos autores (Gastil y Jensky, 1973) relacionan el origen de la C.V.M. con el sistema de fallas laterales ligadas a la apertura del Golfo de California, pero las características toleíticas de los basaltos (Batiza y Hawkins, 1974; Peer, 1977; Batiza, 1978) indican que estas rocas son representativas de una zona de "rift", contrastantes con las características calcoalcálicas de las rocas de la C.V.M., en donde además en toda su extensión, solamente se han reconocido fallas de tipo normal como respuesta a esfuerzos tensionales.

Otro modelo propuesto por Mooser (1969) nos dice que el Eje Neovolcánico representa una antigua geosutura prepaleozoica reactivada en el Terciario por un mecanismo relacionado en parte a esfuerzos laterales y en parte a anomalías termales asociadas a la actividad del manto; un posterior hinchamiento de la corteza debido a un "frente termal" formaría el sistema de fracturas existente.

El mismo Mooser (1972) propone que la reactivación de la geosutura, preexistente al desarrollo del volcanismo se debe al sistema pacífico de subducción.

Demant (1978) toma esta idea considerando que el calentamiento diferencial de la corteza podría deberse a un "hot spot", situado por debajo de la parte central de México; el mismo autor desecha la idea porque considera que la existencia de algo así reflejaría una disminución progresiva

en la edad de las rocas de poniente a oriente, tomando en cuenta que la --
placa Norteamericana se mueve relativamente hacia el occidente y los --
focos calientes se consideran fijos.

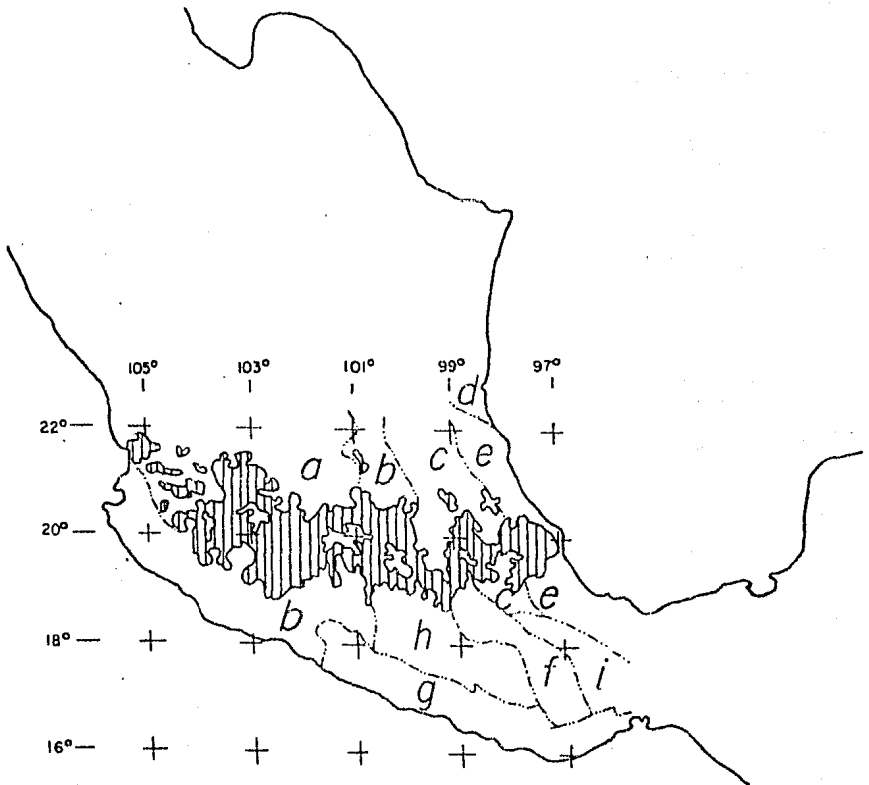
El modelo más atractivo y mayormente aceptado por los autores es aquel
que relaciona el origen de la C.V.M. con la subducción de la placa oceáni
ca de Cocos bajo la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera de --
Acapulco (Mooser, 1975; Urrutia y Del Castillo, 1977; Demant, 1978; --
Robin, 1982; Nixon, 1982) y en cierta manera las condiciones calcoalcali-
nas de sus rocas apoyan esta teoría. Negendank (1972) apoyado en datos -
geoquímicos sostiene que el Eje es un producto de la fusión parcial de la -
corteza inferior y no de la fusión de la corteza oceánica a nivel de la aste
nósfera debido a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Nortea-
mericana. El problema en este caso radica en la orientación oblicua de la
Cordillera con respecto a la Trinchera. Para explicar esta situación - - -
Mooser (1975) idea un modelo por el que dice que la fragmentación de la -
placa de Cocos en varias porciones provoca un arreglo zigzageante en las
manifestaciones volcánicas. Alvarez (1975) reduce el número de dichos -
segmentos a solamente dos. Urrutia y Del Castillo (1977) proponen que la
falta de paralelismo se debe a que el material que conforma a la placa de
Cocos se vuelve más denso, menos caliente y de mayor espesor y rigidez
de NW a SE lo que ocasiona una variación gradual de la velocidad y el - -
ángulo de subducción respectivamente. Este argumento está apoyado en el

sentido de que el contenido de K_2O de los magmas aumenta mientras más profunda haya sido su generación (Dickinson y Hartherton, 1968) por lo -- que deben contener mayor potasio los derrames de la costa pacífica y menor los del Este.

Urrutia (1978) explica que datos paleomagnéticos sugieren grandes fallas de corrimiento siniestral que pudieron haber controlado la configuración - de las extrusiones volcánicas. Demant (1978) visualiza de una manera más global y aclara que la modificación del sistema Pacífico-Farallón al del -- Pacífico-Cocos en el Mioceno Tardío junto con el salto de las crestas de - Clipperton y Mathematician produjeron un cambio de rotación en la placa - de Cocos; esto, aunado a los esfuerzos que produce el movimiento relativo de la placa Norteamericana con respecto a la Caribeña, provocan la disposición peculiar de los volcanes de la C.V.M.. Nixon (1982) opina que la - placa de Cocos se fragmenta en 3 porciones separados por fallas "de bisagra" lo que se manifiesta en el continente como 3 zonas petrológicas distintas, las cuales son: a. -La porción oeste relacionada a la subducción asísmica de la miniplaca de Rivera, b. -Un arco central y oeste provocado - por la subducción de un segmento que se extiende desde la fractura Rivera hasta la Cresta de Tehuantepec y c. -Una zona de transición de caracterfísticas alcalinas representado por el graben de Colima formado sobre la -- falla límite entre Cocos y Rivera.

Sin embargo, el volcanismo de la C.V.M. no puede ser explicado únicamente por un proceso de subducción sino por un proceso combinado de -- fenómenos relacionados a la subducción misma y la afectación de áreas -- por fallamientos y fracturamientos intracontinentales (Robin, 1982; -- Aguilar, 1985) sobre las que se edificaron los aparatos volcánicos, debido probablemente a una debilidad cortical ocasionada por la congregación de dos o más terrenos estratotectónicos (Mooser, 1972; Campa et al., -- 1980). (fig. 45)

Varios autores han propuesto que la actividad volcánica que dió origen a la Cordillera Volcánica Mexicana comenzó en tiempos oligo-miocénicos -- (Negendank, 1972; 1973; Bloomfield, 1975; Bloomfield y Valastro, 1977; -- Richter y Negendank, 1976; Mooser, 1969; Gunn y Mooser, 1970; Thorpe y Francis, 1975) y describen a las rocas más antiguas como andesitas, -- dacitas, riolitas e ignimbritas. Los estudios petrográficos realizados por Gunn y Mooser en 1970 y Negendank en 1972 sobre estas rocas, no muestran las mismas características de evolución del volcanismo plio-cuaternario. Algunos otros autores han reconocido como fases eruptivas distintas las del oligo-mioceno y las del Plio-Cuaternario (Mauvois et al., -- 1976; Díaz y Mooser, 1972; Robin, 1976). Demant (1976) considera que -- las rocas oligo-miocénicas son una prolongación del sistema volcánico -- de la Sierra Madre Occidental y el mismo autor en 1978, las desliga -- totalmente del origen del Eje Neovolcánico.



TERRENOS ESTRATOTECTONICOS

- a. Sierra Madre Occidental
- b. Guerrero
- c. Sierra Madre Oriental
- d. Coahuila
- e. Maya
- f. Mixteco
- g. Xolapa
- h. Oaxaca
- i. Juárez

Demant, 1981; Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa et al. 1980, 1983.



UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA	
Confluencia de terrenos estratotectónicos con la Cordillera Volcánica	
TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
1986	Fig. 45

Nixon (1982) propone dividir al Eje Neovolcánico en dos provincias calcoalcalinas distintas; una de ellas, en el oeste, abarca desde la costa del Pacífico hasta el graben de Colima y el otro arco central y este, se extiende desde el graben de Colima hasta las grandes estructuras del sistema - - Orizaba-Cofre de Perote, la que abarca el gran número de volcanes y - - derrames de Michoacán.

Demant (op cit.) dividió a lo que llamo "Faja Volcánica Mexicana" en cinco partes de acuerdo a su orientación y volcanismo característico:

- 1) Fosa tectónica de Tepic-Chapala, orientada según NW-SE al igual que bastantes conos cineríticos de acuerdo a las fracturas con esa dirección.
- 2) Fosa tectónica de Colima, orientada N-S.
- 3) Numerosos volcanes y conos de Michoacán distribuidos según fracturas NE-SW.
- 4) Los grandes estratovolcanes de los valles de México, - Toluca y Puebla separados por valles lacustres.
- 5) El volcanismo del extremo oriental que incluye la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

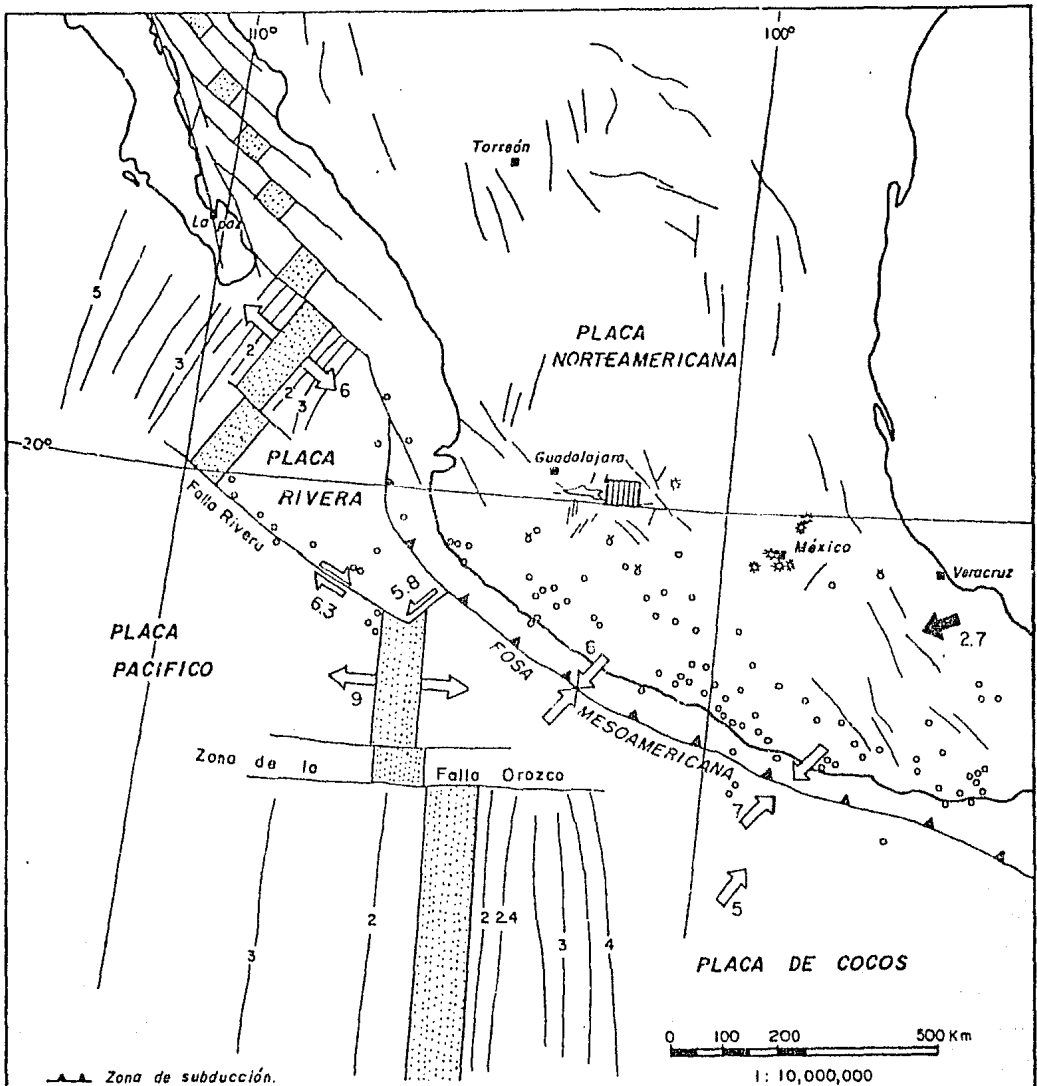
Posteriormente Demant (1978) hizo una subdivisión muy general del "Eje Transmexicano" en tres partes; una parte occidental que es la fosa tectónica Tepic-Chapala; una segunda parte que es el graben de Colima y una tercera parte que es el centro y el extremo oriental del Eje.

La primera parte está constituida por una asociación volcánica calcoalcalina (menos del 53% de SiO_2) relacionada con la subducción asísmica de la placa Rivera con andesitas de dos piroxenos (Nixón, 1982). La placa Rivera se hunde bajo el continente americano a lo largo del extremo occidental de la fosa Mesoamericana con un movimiento relativo de 6 cm. por año, hacia el sur está en contacto con la placa Pacífica a lo largo de la Falla Rivera. La segunda parte está constituida por lavas de carácter transicional (53-57% de SiO_2) relacionadas con la subducción de la placa de Cocos, la cual se hunde bajo el continente americano con velocidad relativa de 6 cm/año. La tercera parte está constituida por andesitas con variación geoquímica de SiO_2 de entre 52 y 64%. (fig. 46).

De acuerdo a lo anterior el área se encuentra dentro de una subprovincia calcoalcalina localizada al este de los grabens de Colima y Tepic-Chapala, caracterizada por basaltos y andesitas calcoalcalinos abundantes en olivino y piroxenos correspondientes al gran número de pequeños volcanes monogenéticos del Estado de Michoacán que fueron emplazados a lo largo de fallas regionales de dirección NE-SW, N-S y NNW-SSE relacionadas al movimiento convergente de la placa de Cocos (Demant, 1978, 1979).


Según Silva Mora (1980) para la parte nororiental del Estado de Michoacán se identifican tres fases tectónicas en distintas épocas.

- 1) Fase Albiano - Cenomaniano, representada por las



- Zona de subducción.
- Falla activa transforme
- Movimiento relativo de Placas en cm. por año
- Movimiento absoluto.
- Anomalías magnéticas relacionadas a la escala de polaridad geomagnética.
- Lineamientos estructurales dominantes
- Volcán activo en el Holoceno
- Volcán activo en tiempo histórico
- Epicentros sísmicos
- Area de estudio

American Association of Petroleum Geologists, 1981; G. Peño, 1976

 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Tectónica de Placas	
TESIS PROFESIONAL	Idón Alor O Jesús Uribe L.	
1986	Fig. 46	

rocas metamórficas que forman el basamento de la --
región y que se localizan al sur del área, aproximada-
mente sobre el paralelo 19° de latitud norte (Flores, -
1980).

- 2) Fase Oligo-Mioceno, representada por rocas volcánicas extrusivas e intrusivas de esa edad; afloran en regiones al norte y sur del área.
- 3) Fase Plio-Cuaternaria, representada por un volcanismo básico e intermedio con fracturamiento típico E-W y --
NNW-SSE.

Robin (1981) considera que las rocas anteriores a la fase Plio-Cuaternaria no constituyen parte de la C. V. M., por lo que en este trabajo se considera que el volcanismo del área noroccidental de Michoacán es esencialmente Plio-Cuaternario.

Según Urrutia (1983) y apoyado con los datos paleomagnéticos obtenidos -
en unidades datadas como del Plioceno, Pleistoceno y Holoceno, estas --
rocas aparecen significativamente desplazadas hacia la izquierda de las
direcciones observadas para la porción continental estable norteamerica
na.

Las declinaciones divergentes pueden significar rotaciones ligeras de las rocas de los sitios de muestreo debido a grandes movimientos tectónicos de la porción sur de la placa Norteamericana a lo largo de fallas izquier
das de orientación E-W o NW-SE.

Bajo este criterio se establece que la C.V.M. fué afectada durante el Cenozoico por movimientos laterales izquierdos a lo largo de lineamientos estructurales de tal forma que esta región de México no puede considerarse como una unidad tectónica aislada sino como parte de un conjunto de terrenos microtectónicos con cobertura amplia en tiempo y espacio (De Cserna 1976; Walper, 1980; Urrutia, 1984).

Las rocas andesíticas, basálticas y tipos intermedios, los alineamientos de aparatos volcánicos en dirección E-W y NE-SW y el sistema de fallas y fracturas en dirección E-W, NE-SW y NNW-SSE, permiten establecer la idea de que el área de estudio se encuentra ubicada en los límites de las regiones derivadas de la subducción de la placa de Rivera y de la subducción de la placa de Cocos; los sistemas de fallas y fracturas no se continúan hacia el este del área así como tampoco los lineamientos de volcanes y conos cineríticos, sugiriendo una intersección de ambientes distintos.

Por otro lado se hace necesario reconsiderar los modelos tectónicos que intentan explicar la paleogeografía de México durante el Mesozoico y el Cenozoico lo cual se puede lograr conjugando adecuada, rigurosa y sistemáticamente datos paleomagnéticos, radiométricos y paleontológicos.

VII. - GEOLOGIA ECONOMICA

VII. a. RECURSOS GEOTERMICOS.

La necesidad de la búsqueda de fuentes alternativas de energía para el desarrollo del país, ha llevado a la prospección de recursos geotérmicos en la Cordillera Volcánica Mexicana, de edad reciente, con gran potencial geotérmico almacenado en el subsuelo, comprobado con resultados obtenidos de estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos.

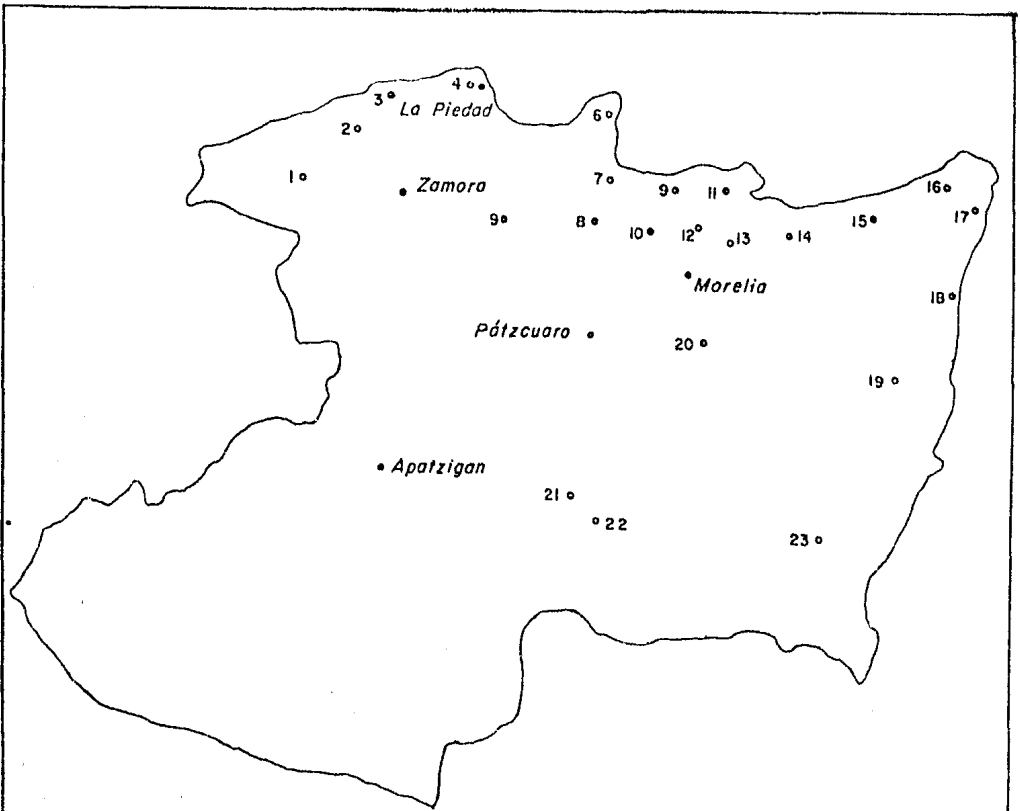
Actualmente esta alternativa para obtener energía constituye el 1% de la cantidad total generada por el sector eléctrico, porcentaje muy bajo si se considera que México es rico en este recurso dadas las características geológicas y estructurales en áreas favorables de volcanismo reciente -- como la C.V.M. , donde hay una gran cantidad de manifestaciones geotérmicas y donde se presentan la mayoría de las 300 localidades propicias para el desarrollo de sistemas geotérmicos. (Romero, 1981)

Este tipo de energía se origina por el emplazamiento cerca de la superficie de magmas que aprovechan fallas, fracturas y zonas de adelgazamiento y debilidad de la corteza. Estos magmas aportan su calor a las rocas circundantes y a las aguas que circulan en sus alrededores que aunado a alguna capa rocosa impermeable superior provocan que se mantengan en el sistema las condiciones de presión y temperatura necesaria para la formación de un campo geotérmico.

En México en los últimos años se han dado gran impulso al desarrollo de campos geotérmicos, entre los que se pueden mencionar: Cerro Prieto, -- Los Azufres, Las Humeros, La Primavera, Araró, San Marcos, Ixtlán - de los Hervores y Los Negritos.

Las manifestaciones termales en el Estado de Michoacán se ubican en su mayoría, geológicamente sobre las rocas de la C.V.M., lo que sugiere que éstas están directamente relacionadas a la actividad y estructuras -- volcánicas de edad Plio-Cuaternaria (ver figura 47). Dentro de la zona de estudio existen manifestaciones hidrotermales en Los Negritos, Ixtlán, - Pajacuarán, Chacolote, Tecomatán, La Luz y el Platanal, los cuales forman parte de los aproximadamente 60 centros de actividad geotérmica en el Estado de Michoacán, considerando como manifestación termal aque-- llas que presentan temperatura mayor de 30° C, las que pueden ser manantales de agua caliente, fumarolas, mofetas y volcanes de lodo. Las manifestaciones superficiales constituyen una información importante y necesaria para conocer la potencialidad geotérmica del área. Estas han sido agrupadas en: sitios, cuando representan manifestaciones individuales y - locales; en zonas, cuando presentan manifestaciones en más de dos sitios.

En el presente trabajo se trata la distribución y la ocurrencia geológica - de los probables focos de energía geotérmica en zonas de manifestaciones termales superficiales, y no se tratan aspectos técnicos y económicos --



- | | |
|--------------------------------|----------------------|
| 1. - Los Negritos y Pajacuarán | 16. - La Luz |
| 2. - Ixtlán y El Salitre | 17. - Buenavista |
| 3. - Yurécuaro | 18. - San Lorenzo |
| 4. - La Piedad | 19. - San José Purua |
| 5. - Tirimácuaro | 20. - Cointzio |
| 6. - Isaac Arriaga | 21. - La Huacana |
| 7. - Puruándiro | 22. - El Jorullo |
| 8. - Baño Caliente | 23. - Huetamo |
| 9. - Huandacareo | |
| 10. - Las Arenas | |
| 11. - San Agustín | |
| 12. - San Agustín del Maíz | |
| 13. - San Juan | |
| 14. - Araró | |
| 15. - Los Azufres | |

Guerrero, 1978.

	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Localización de zonas y sitios térmicos en Michoacán.	
U N A M	T E S I S P R O F E S I O N A L	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
	1 9 8 6	Fig. 47

como sistemas de energía ni la estimación de reservas para su transformación en energía eléctrica.

VII. b. ZONA GEOTERMICA "LOS NEGRITOS"

Aproximadamente se localiza en 20°04' de latitud norte y 102° 37' de longitud oeste, al sur de la Sierra de Pajacuarán sobre la Ciénaga de Lago de Chapala, a 1525 m. sobre el nivel del mar y a 7 km. en dirección SE de la población de Venustiano Carranza.

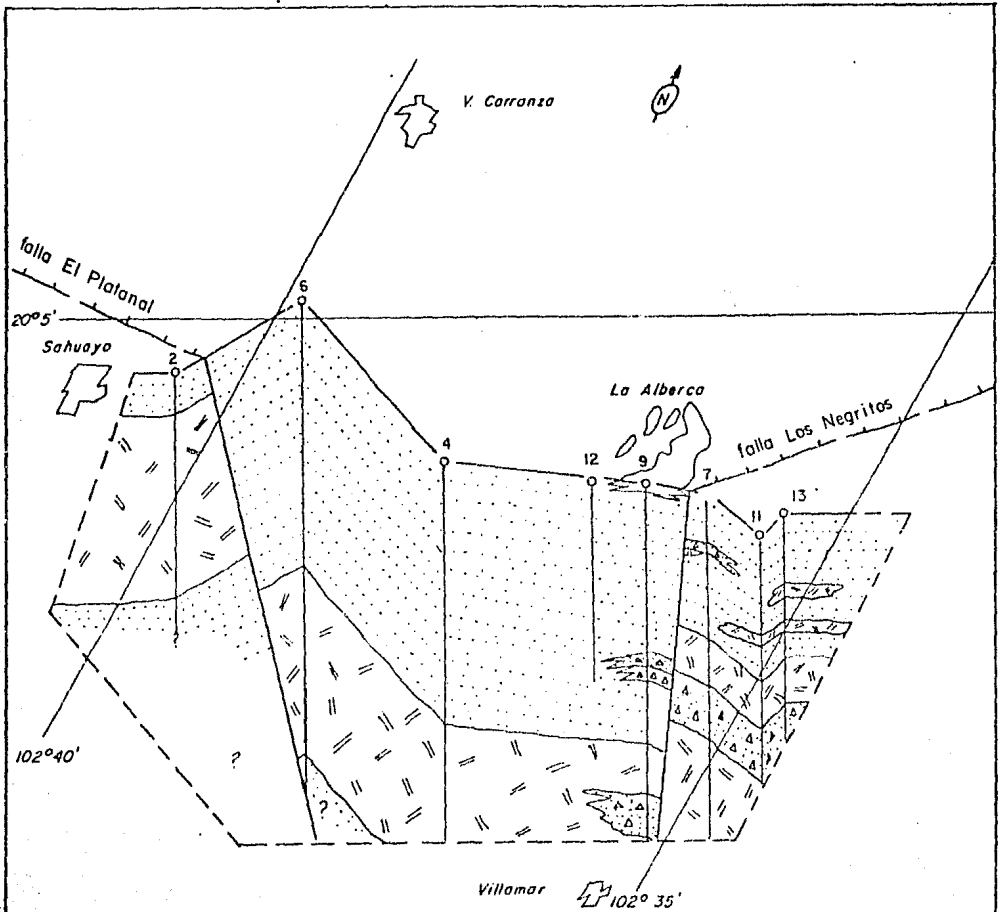
La zona se encuentra cerca de un lugar conocido como "La Alberca", un vaso natural que al parecer fue formada durante una explosión hidrotermal en 1902 según varios testigos de la región (Serrano, 1979; Maciel, 1984). Las manifestaciones termales son, en promedio, de 34°C consistiendo de volcanes de lodo y manantiales de aguas termales con gasto promedio de 5 lts/seg. y temperaturas que varían de 22 hasta 101°C (Chávez-Betancourt, 1978; Serrano, op cit.; Quijano-Charón, 1982; Maciel, op cit.); existe alineación entre estas manifestaciones de N 40° E y N 60° E ocasionado por fracturas orientadas. Trabajos de sismología de Del Castillo (1971, 1974) y resistividad de S.A.R.H. (1977) y C. F.E. (1978) indican que las fallas inferidas conocidas como El Platanal y Los Negritos, casi se cruzan en el lugar de las manifestaciones, por lo que se cree son el conducto por donde llegan a la superficie, constancia de la gran actividad térmica del subsuelo.

La geología del subsuelo, según la información de 8 perforaciones con barrenos de hasta 600 m. (Díaz, 1969), consiste de derrames, tobas y brechas de composición basáltica, de espesor desconocido, muy fracturados

y cortados por fallas normales a profundidad, interpretadas por estudios geofísicos regionales realizados en 1985 (Palma, comunicación verbal). - Estas rocas probablemente Pliocénicas deben estar sobreyaciendo a rocas del Mioceno como aquellas que afloran en la Sierra de Pajacuarán y en el Cerro Zináparo al norte y este de la zona. Este conjunto de rocas subyace a un paquete de sedimentos lacustres Plio-Cuaternarios, con espesor máximo de 500 m. constituidos por lodolitas arcillosas deleznable, lodolitas areno-gravillentas en parte carbonosas, lutitas y limolitas con intercalaciones de tobas básicas, brechas y derrames basálticos. Para fines geotérmicos las características de la zona permiten establecer que las rocas pliocénicas constituyen el almacenamiento de fluidos termales, los cuales son confinados por los sedimentos plio-cuaternarios que constituyen la roca sello. (fig. 48)

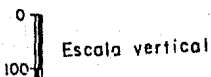
Estudios geoquímicos han revelado que las manifestaciones son de tipo sódico-clorurado con emanaciones de CO_2 , H_2S y H_2 , principalmente; las temperaturas estimadas por el geotermómetro potasio-sodio y el contenido de sílice son del orden de 250°C .

El conjunto de datos anteriores y considerando la actividad tectono-magmática reciente permiten considerar a la zona de Los Negritos como propicia para la existencia de un reservorio hidrotermal, que por su temperatura, estructura, rocas y geoquímica se puede considerar como muy favorable para la generación de electricidad a partir de vapor endógeno.



LEYENDA

- Pozo perforado.
- Población.
- Traza horizontal inferida de falla.
- Sedimentos lacustres de permeabilidad primaria.
- Basaltos con permeabilidad secundaria.
- Brecha volcánica.
- Brechas volcánicas y tobas.



Díaz, 1969. adaptado por Alor-Urbe, 1985



UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA	
Esquema de la geología del subsuelo en Los Negritos.	
TESIS PROFESIONAL	Iván Alor O. Jesús Uribe L.
1986	fig. 48

VII. c. ZONA GEOTERMICA "IXTLAN DE LOS HERVORES".

Se ubica aproximadamente entre los 20° 10' de latitud norte y 102° 23' de longitud oeste, entre las poblaciones de Ixtlán de los Hervores y El Salitre, en el extremo oriental de la Ciénaga de Chapala, cubriendo un área de 5 - km².

Presenta hervideros y pequeños volcanes de lodo con temperatura media de 85°C situados alrededor de una tubería y válvulas instaladas por la S.A.R. H. a través de las cuales se manifiesta un chorro de vapor de actividad intermitente, constituyen las manifestaciones termales que se cree emanan a la superficie por medio de la continuación de la Falla Encinal-Ixtlán.

La geología superficial de la zona consiste de depósitos sedimentarios del Holoceno constituidos de gravas, arenas, limos, arcillas, depósitos de sílice (geyserita) y sales de origen hidrotermal que se encuentran sobre la planicie aluvial del Río Duero. En los alrededores, la zona se caracteriza por un conjunto de derrames y aparatos volcánicos Plio-Cuaternarios de composición variante de andesítica a basáltica, desarrollados sobre la planicie lacustre de Chapala. (véase anexo 3, fotografía 4)

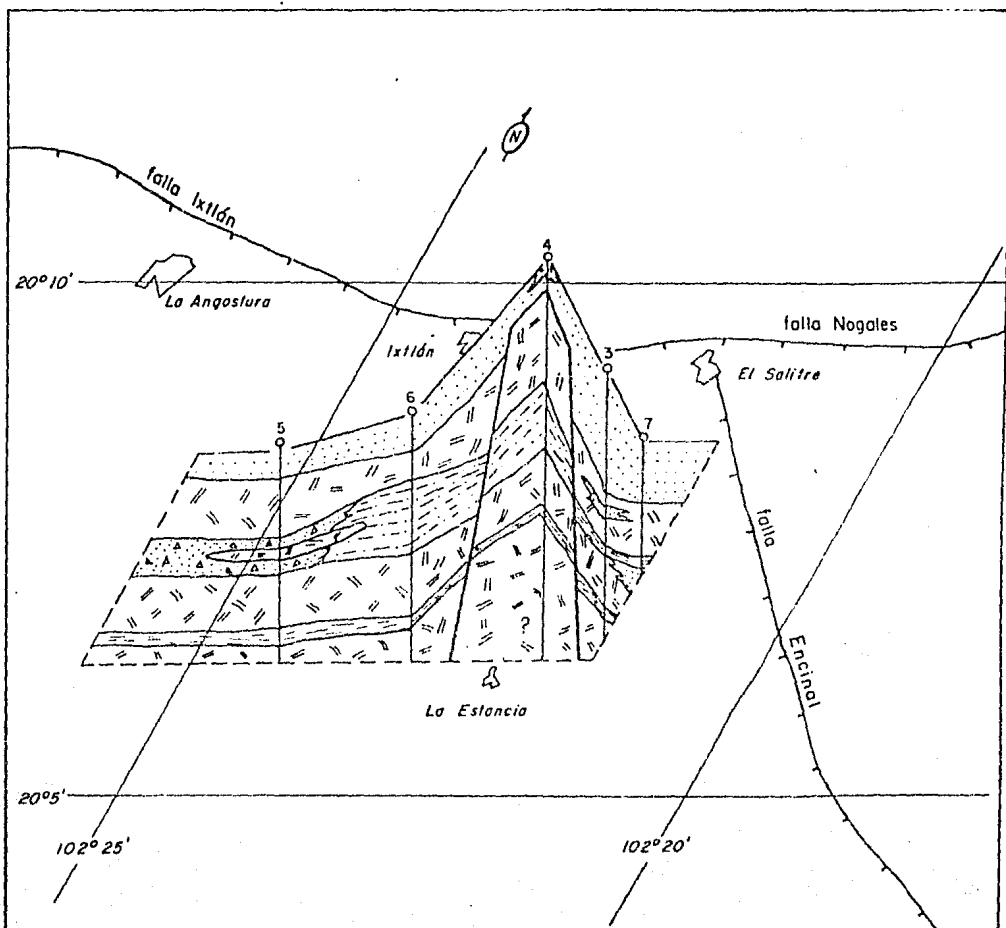
Algunos datos proporcionados por barrenos de hasta 960m de profundidad perforados en los alrededores de Ixtlán indican la existencia de rocas volcánicas extrusivas máficas e intermedias intercaladas con lodolitas que representan las primeras fases lacustres del graben de Chapala. Las rocas

volcánicas son probablemente del Plioceno y son geohidrologicamente permeables. A estas rocas le sobreyacen sedimentos y rocas sedimentarias de espesor variable, de pocos metros hasta 300 m. con intercalaciones de rocas volcánicas, con edad probable del Plioceno Tardío - Pleistoceno, geohidrologicamente impermeables. (fig. 49)









La prospección geofísica ha sido de fundamental apoyo para el conocimiento estructural del subsuelo; así, la magnetometría (Acosta, 1955; Romero, 1978; Guerrero, 1978) ha puesto en evidencia la continuidad a profundidad de las fallas Ixtlán y Encinal, su intersección a profundidad en el lugar de las manifestaciones y su cruce con la Falla de Los Nogales, además de alteraciones hidrotermales en la roca basal debido al ascenso de fluidos - - termales en la zona. Los sondeos eléctricos han mostrado zonas de baja resistividad (10 ohm-m ó menos) en el área de manifestaciones superficiales lo que implica una alteración hidrotermal en la roca basal causante de los bajos resistivos registrados (Romero, 1978).

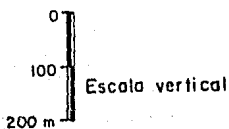
En el aspecto geoquímico, las temperaturas obtenidas de las manifestaciones termales varían de 24° a 94°C en Ixtlán y de 48° a 87°C en el Salitre. La composición química de los gases emitidos corresponde a la esperada en un ambiente geotérmico, los principales son CO₂, H₂S y H₂ en cantidades importantes.

Las manifestaciones termales relacionadas a la Falla Ixtlán y su probable continuación en los escalones estructurales de la misma, sugieren un re-




LEYENDA

-  Pozo.
-  Poblado.
-  Traza horizontal de falla.
-  Sedimentos lacustres y aluviales.
-  Basaltos y otros derrames.
-  Brechas volcánicas y tobas.
-  Lodolitos y tobas.
-  Lodolites.



Guerrero, 1978. adaptado por Alar-Urbe, 1985.

 UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	Esquema de la geología del subsuelo en Ixtlán.	
TESIS PROFESIONAL	Iván Alar O. Jesús Uribe L.	
1986	fig. 49	

servorio termal a profundidad de acuerdo a las anomalías magnéticas y -
eléctricas, con estructuras, química, rocas y temperaturas propicias --
para la generación de electricidad a partir de vapor endógeno.

VII. b. SITIOS TERMICOS.

Sitio térmico Pajacuarán. - Este sitio se localiza en la población de Pajacuarán a 10 km. al este de Venustiano Carranza, consiste en un pocito y un ojo de agua con temperatura de 30°C y gasto aproximado de 10 litros / seg., ambos sobre depósitos aluviales intercalados con sedimentos lacustres de la Ciénaga de Chapala a una altitud de 1,528 m.

Cerca de este sitio se encuentran otros con características similares y son: sitio Chacolote, con temperatura menor de 30°C; sitio al NW de Tecomatán, con temperatura menor de 30°C; sitio al NE de Paracho, con temperatura de 30°C. Estos sitios están directamente relacionados a la traza de la Falla Pajacuarán la cual constituye una zona de debilidad por la que han ascendido fluidos termales.

Sitio Tecomatán. - Se localiza a 500 m. al norte del poblado de Tecomatán a 16 km. al este de Venustiano Carranza, a una altitud de 1,518 m. s. n. m. y consiste en una poza con temperatura de 36°C sin gasto ni gases apreciables, que se encuentra sobre depósitos lacustres. Probablemente está relacionada a la traza de la Falla Bordo que se oculta bajo la planicie lacustre de la Ciénaga de Chapala.

Sitio Térmico La Luz. - Este sitio se encuentra en el poblado del mismo nombre a 10 km. al NE de Pajacuarán con una altitud de 1,520 m. s. n. m., consiste en un manantial cerca del Cerro del Aire, con una temperatura -

de 35°C y un gasto aproximado de 5 litros/seg. sin emanaciones gaseosas. Se encuentra sobre los sedimentos lacustres de la Ciénaga y está directamente relacionado a un escalón de la falla normal de Ixtlán.

Sitio Térmico El Platanal. - Es un pequeño pozo que se localiza a 11 km. - al SE de Venustiano Carranza cerca de la zona Los Negritos. Se encuentra sobre depósitos lacustres y aluviales de la Ciénaga, a una altitud de 1,528 m. s. n. m. La temperatura del agua que emana del pozo es de 40°C, con un gasto aproximado de 10 litros/seg.

Estos sitios atestiguan de una forma indirecta, la actividad de fluidos térmicos a profundidad y la potencialidad geotérmica de la región.

VII.e. RECURSOS MINERALES

Las rocas que conforman el área, volcánica en su mayoría, se caracterizan por no desarrollar acumulaciones minerales ni cuerpos mineralizados que pudieran tener un rendimiento económico.

La única mineralización de la que se tiene conocimiento es de perlita uranífera con bajo contenido de Uranio. Se encuentra emplazada en extrusiones miocénicas de obsidiana y riolita (punto de verificación 8) clasificadas petrográficamente como Hialoriolitas con textura bandeada fluidal vítreo de la variedad perlita.

Estas rocas se encuentran en la parte oriental del área y corresponden al flujo proveniente del Volcán Zináparo. El Consejo de Recursos Minerales a través del U.S. Geological Survey investigó el porcentaje de Uranio presente en las rocas, obteniendo la cantidad de entre 0.001 y 0.003% U, -- (Schmiter, 1954).

Los contenidos porcentuales permiten afirmar que estas rocas no pueden considerarse como yacimientos de Uranio por su bajo rendimiento económico ni tampoco se recomienda explotárlas como banco de material para construcción de obras civiles debido a que presentan un alto grado de fracturamiento e intemperismo químico, según se observó en el trabajo de -- campo.

VII. f. - BANCOS DE MATERIAL

Una importante actividad económica en esta parte del Estado de Michoacán la constituye la explotación de bancos de material, de donde se obtiene grava, ceniza volcánica y lapilli utilizables en la industria de la construcción para la fabricación de tabicones, como componentes del concreto y junto con otros materiales, para el revestimiento de caminos pavimentados.

Banco de Material "Ecuandureo". - Este banco se localiza a 2.5 km. al noreste de la población de Ecuandureo y a 25 km. al norte de la ciudad de Zamora. Se llega a través de la carretera Federal No. 35 y después por un tramo de terracería en buen estado. (véase anexo 3, fotografía 5).

Características geológicas. - El banco está labrado en un estratovolcán compuesto por tobas seudoestratificadas e intercaladas con derrames lávicos; las tobas son de lapilli, con cenizas y bombas, de color gris oscuro a negro, mal compactadas. La roca presenta una estructura compacta, vesicular, con alto fracturamiento intemperizando a bloques redondeados con superficie de oxidación, las vesículas son grandes y alargadas parcialmente rellenas de carbonatos y sílice, las tobas y los derrames están generando un suelo grueso con bloques, gravas y arenas utilizado en cultivo de temporal.

La roca se clasificó petrográficamente como andesita basáltica de piroxeno

nos y olivino (ver punto K-78 de la tabla 3), su edad calculada con parámetros morfométricos y paleomagnéticos es del Pleistoceno Medio.

El material se encuentra escasamente consolidado por lo que se explota a cielo abierto con palas mecánicas y grúas y es utilizado como material de relleno en terracerías, para terraplen de carpetas asfálticas en carreteras del estado, así como para material de construcción de obras civiles de la región.

Banco de Material "Cerro Blanco". - Este banco se localiza a 8 kilómetros al este de Yurécuaro, al sur del Rfo Lerma y a 20 kilómetros al oeste de la Piedad de Cabadas, se llega a través de las carreteras federales 90 y - 110.

Características geológicas. - El banco se explota de un estratovolcán que forma al Cerro El Mogote Alto constituido por tobas y derrames en bloques. La roca presenta una estructura compacta, vesicular e intemperiza a grandes bloques mientras que las tobas están desarrollando suelos residuales utilizados en cultivos de temporal.

La roca se clasificó petrográficamente como andesita basáltica de olivino y hornblenda (puntos 2 y 3), con una edad relativa del Plioceno Tardío.

El material se explota a cielo abierto y es utilizado como material de relleno en terracerías locales y en carpetas asfálticas así como para

obras civiles y en mampostería y rellenos en puentes federales sobre el Río Lerma.

Banco de Material "Churintzio". - Este banco se localiza al sur de la población Jalapa, a 5 kilómetros al noreste de Churintzio y a 30 kilómetros al SE de La Piedad de Cabadas. Se llega a través de la carretera federal 37 y de un tramo de 1 km. de terracería.

Características geológicas. - El banco está sobre un derrame ígneo ácido que constituye los Cerros Churintzio y Zináparo. La roca presenta una estructura fludal con características de derrame riolítico, con bandas de vidrio color gris claro y negro, muy fracturada e intemperizada, poco compacta superficialmente. La roca se clasificó petrográficamente como una hialoriolita o vitrófido riolítico (punto 8) con una edad relativa del Mioceno Tardío.

La roca se encuentra poco consolidada y muy fracturada, se explota a cielo abierto con pico y pala y se utiliza como material de relleno y en mampostería en obras civiles y terracerías locales.

Banco de Material "Cerrito de Los Ortíz". - Este banco se localiza a 5 kilómetros al SW de la población de Atecuario y se llega a través de la carretera federal 35.

La característica geológica de este banco consiste en un estratovolcán compuesto por tobas pseudo estratificadas e intercaladas con derrames lávicos, presenta características similares al banco de material "Ecuana

dureo" y la roca consiste en una andesita de edad Pleistoceno Medio.

El material es explotado a cielo abierto con palas mecánicas y grúas y es utilizado en relleno de terracerías locales, terraplen y obras civiles e infraestructuras de la ciudad de Zamora.

Banco de Material "Cerrito Colorado". - Este banco está ubicado a 700 m. al SE de la población denominada con el mismo nombre, en el límite sur del área en estudio. Debido a su cercanía con este poblado que está a escasamente 1 km. de la carretera pavimentada federal que une a Jiquilpan con Zamora, es de muy fácil acceso para su explotación.

Características geológicas. - El banco se ha desarrollado en un cono cónico del Pleistoceno Tardío de composición basáltica. Lo componen cenizas y lapillis mal compactadas que al intemperismo dan un color rojizo.

El pequeño volcán es atacado a cielo abierto con palas mecánicas y el material extraído tiene la misma utilidad que los descritos anteriormente.

Banco de Material "Cerro Pelón". - Se ubica aproximadamente a 2.5 km. al este del poblado de El Tecolote y a la misma distancia al oeste de la Presa Yerbabuena, en el extremo suroriental del área estudiada y se llega por la carretera 37 que va de La Piedad a Churintzio.

Consiste de un estratovolcán compuesto por brechas volcánicas, cenizas,

lapilli y derrames con actitud pseudo estratificada, mal compactadas, de color verde amarillento. La roca es una andesita basáltica del Plioceno Superior.

El material fué utilizado como terraplen para las carreteras y terrazas locales y es explotado con pico y pala a cielo abierto.

VIII. -CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES:

VIII.a. GEOMORFOLOGICAS.

- El área en estudio es evidentemente de origen endógeno volcánico con importantes depósitos recientes principalmente de origen lacustre.
- La morfología de los aparatos volcánicos es un indicador de su antigüedad.

VIII. b. PALEOMAGNETICAS.

- De los sitios trabajados, seis presentaron polaridad normal correspondiente a la Epoca Magnética Brunhes; tres sitios presentaron polaridad reversa, dos de los cuales corresponden a la Epoca Magnética Matuyama y un tercero a un evento magnético de la Epoca Brunhes; cuatro sitios presentaron direcciones correspondientes a posibles intervalos de transición.
- El 70% de las direcciones de declinación e inclinación observadas se encuentran desplazadas hacia la izquierda de la dirección esperada para Norteamérica y las posiciones polares se agrupan alrededor del polo norte geográfico.

VIII.c. LITOLÓGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS.

- Las rocas que afloran en el área representan un registro que va del Mioceno Superior al Reciente; las rocas miocénicas -- constituyen la base sobre de la cual se encuentran las secuencias volcánicas predominantemente andesítico-basálticas que constituyen parte de la Cordillera Volcánica Mexicana.
- Los datos paleomagnéticos confirman la sucesión de los eventos volcánicos inferida con base en la morfometría.

VIII.d. ESTRUCTURALES Y TECTÓNICAS.

- Las fases distensivas durante el Plioceno generaron alineamientos estructurales de orientación E-W y junto con estructuras de orientación NE-SW de edad Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano y NW-SE del Pleistoceno permitieron las manifestaciones volcánicas así como el flujo térmico.
- Las estructuras presentes en esta región son el resultado de procesos de subducción y fracturamientos intracontinentales debido a las interacciones de las placas Norteamericana, Cocos y Rivera.

VIII. e. ECONOMICAS.

- Las características estructurales dentro del área y las manifestaciones geotérmicas asociadas permiten suponer que las fallas y fracturas son favorables para el almacenamiento de agua y circulación del flujo fermico.
- Dentro del área están presentes zonas y sitios con manifestaciones geotérmicas importantes de los cuales la Zona de Los Negritos presenta las mejores perspectivas para la generación de energía eléctrica a partir de vapor endógeno.
- La abundancia de aparatos volcánicos compuestos de material piroclástico constituye una fuente importante de bancos de material para diversas obras civiles.

VIII. f. RECOMENDACIONES.

- La obtención de datos geoquímicos en el área de Los Negritos permitirá complementar los trabajos de evaluación de las manifestaciones geotérmicas.
- Se recomienda hacer nuevos estudios petrográficos a las unidades litológicas del área a fin de complementar los existentes.

- Utilizar la curva de deriva polar para comprobar o rectificar la posición estratigráfica de otras rocas, así como para apoyar los modelos tectónicos propuestos para la región volcánica de Michoacán - Guanajuato.

BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA C., 1955. - Geofísica en Ixtlán de Los Hervores, informe interno. Consejo de Recursos Minerales. Inédito.
- AGUILAR, V., 1985. - Composición química de los magmas en el cinturón Volcánico Mexicano. Tesis profesional. I.P.N.
- ALONSO, H., 1984. - Geotermia, una fuente alterna de energía para la producción de electricidad. Revista de Ingeniería, - U.N.A.M., Vol. LIV Núm. 3, pp. 24-33
- ARAÑA, S. y LOPEZ R., 1974. - Volcanismo. Ediciones Istmo, Madrid. 477 p.
- BLASQUEZ, L., MOOSER F., REYES A., LORENZO J., 1961. - Fenómenos geológicos de algunos volcanes mexicanos. Inst. Geol., U.N.A.M., boletín 61, pp. 1-14.
- BLOOMFIELD, K., 1975. - A late Quaternary monogenetic volcano field in Central México. Geologische Rundschau, Bd. 64, pp. 476-497.
- BREMER, B., 1985. - Magneto estratigrafía y paleomagnetismo en rocas volcánicas del Centro de México. Tesis profesional U.N.A.M.

- COLLISON, D., 1967. - Methods in paleomagnetism, developments in - -
solid earth geophysics. Ed. El sevier publishing - -
Company. pp. 360-361.
- CONEY, J., 1983. - Un modelo tectónico de México y sus relaciones con -
América del Norte, América del Sur y del Caribe. -
Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. Vol. XV,
No. 1, pp. 6-15.
- COX, A., 1973. - Plate tectonics and geomagnetics reversals. Ed. W.H.
Freeman and Company.
- DAMON, P. y NIETO, J., 1979. - Un plegamiento Neogénico en Nayarit y
Jalisco, y evolución geomórfica del Río Grande de -
Santiago. Memoria de la XII Convención de la A.I.M.
M.G.M. Acapulco, Gro., pp. 156-189.
- DEL CASTILLO, G., 1974. - Sismología en Los Negritos, Michoacán. --
Revista de Ingeniería, U.N.A.M., Vol. XLIV, No. 2,
pp. 150-166.
- DEMANT, A. y ROBIN, C., 1975. - Las fases del vulcanismo en México;
una síntesis en relación con la evolución geodinámica
desde el Cretácico. Revista del Instituto de Geología
U.N.A.M., No. 1, pp. 70-83.

DEMANT, A., 1978. - Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus características de interpretación. Revista - del Instituto de Geología, U.N.A.M., Vol. 2, No. 2, pp. 172-187.

DEMANT, A., 1979. - Vulcanología y petrografía del sector occidental -- del Eje Neovolcánico. Revista del Instituto de Geología, U.N.A.M., Vol. 3, No. 1, pp. 39-57.

DEMANT, A., 1982. - Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. Revista del Instituto de Geología, U.N.A.M., Vol. 5, No. 2, pp. 217-222.

DIRECCION GENERAL DE GEOGRAFIA, 1980. - Manual de estadísticas - básicas del Estado de Michoacán.

DIRECCION GENERAL DE GEOGRAFIA, 1981. - Síntesis Geográfica del Estado de Jalisco.

FLORES, L., 1980. - Estudio tectónico del Eje Neovolcánico utilizando - información obtenida por el Satélite Landsat 1. Instituto Mexicano del Petróleo. Inédito.

FRIES, C., ROSS, C., OBREGON, A., 1965. - Mezcla de vidrios en los - derrames cineríticos Las Américas de la región de -

El Oro-Tlalpujahua, estados de México y Michoacán, parte cetromeridional de México. Instituto de Geología U.N.A.M., boletín 70, pp. 3-14.

GUERRERO, G., 1978. - Prospección magnetométrica de la zona geotérmica de Ixtlán de Los Hervores, Michoacán. Informe - 2-78, Comisión Federal de Electricidad. Inédito.

HASENAKA, T. y CARMICHAEL, I., 1985. - The Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central México. Estimation of eruption age and volume of cinder cones. Journal of Volcanology, Geothermic Research. En prensa.

LUGO, H., ORTIZ, P., PALACIOS, P. y BOCCO, V., 1985. - Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala). Geofísica Internacional. Volúmen especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano-parte 1. Ed. Verma, Vol. 24-1, pp. 83-96.

LUHR, J. y CARMICHAEL, I., 1985. - Contemporaneous eruptions of calc-alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. Geofísica Internacional. Volúmen especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano-parte 1. Ed. Verma, Vol. 24-1, pp. 203-216.

- MACIEL, F., 1984. - Estudio geológico a detalle de la zona geotérmica - de Los Negritos, Michoacán. Informe interno, Comisión Federal de Electricidad. Inédito.
- MOOSER, F., 1968. - The Mexican Volcanic Belt - structure and Development. Formation of fractures by Differential Crustal Heating - Simposio Panamericano del Manto Superior. México, D. F., pp. 15-22.
- NEGENDANK, J., 1972. - Volcanics of the Valley of México. N. Jb. - - Miner. Abh. 116, pp. 308-320.
- NIXON, G., 1982. - The relationship between quaternary volcanism in - central Mexico and the seismicity and structure of - subducted ocean lithosphere. Geological Society of - America Bulletin, Vol. 93, pp. 514-523.
- QUIJANO, J. y CHACON, F., 1982. - Evaluación geoquímica de las zonas geotérmicas de Ixtlán y Los Negritos, Michoacán. - Informe interno, Comisión Federal de Electricidad. Inédito.
- ROBIN, C., 1982. - México. In Andesites. Editado por R.S. Thorpe. Ed. J. W. and Sons. pp. 137-147.

- ROMERO, G., 1978. - Prospección Eléctrica de la zona geotérmica de --
Ixtlán de Los Hervores, Michoacán. Informe interno,
Comisión Federal de Electricidad. Inédito .
- ROSAS, E., 1980. - Estudio geológico de la zona geotérmica de Ixtlán de
Los Hervores, Michoacán. Informe interno, Comi--
sión Federal de Electricidad. Inédito.
- ROSAS, E., 1981. - Estudio geológico de las zonas geotérmicas "Ixtlán de
Los Hervores - Los Negritos", Michoacán. Tesis --
profesional. I.P.N.
- SERRANO, G., 1979. - Informe geológico preliminar de la zona geotérmi-
ca de Los Negritos - Pajacuarán, Estado de Michoa-
cán. Informe interno, Comisión Federal de Electrici-
dad. Inédito.
- SCHMITER, F., 1954. - Estudio preliminar sobre el yacimiento de Perlita
en La Piedad, Michoacán. Informe interno, Consejo -
de Recursos Minerales. Inédito.
- TARLING, D., 1971. - Principles and applications of Paleomagnetism. Ed.
Chapman and Hall. 379 p.

- TELLO, H., 1984. - Geoquímica de las zonas geotérmicas de Ixtlán, - -
 Los Negritos, Michoacán. Resúmenes, VII Conven--
 ción Nacional. Sociedad Geológica Mexicana. pp. --
 146-147.
- THORNBURY, D., 1964. - Principles of Geomorphology. Second Edition,
 J. W. and Sons. pp. 16-33.
- URRUTIA, F. y DEL CASTILLO, L., 1977. - Un modelo del Eje Volcáni--
 co Mexicano. Boletín de la Sociedad Geológica Mexi--
 cana, Vol. 38, pp. 18-28.
- URRUTIA, F., 1983. - On the tectonic evolution of Mexico: Paleomagnetic
 constraints. American Geophysics Union. Geodyna--
 mics Series, Vol. 12 pp. 29-47.
- VALENCIO, D., 1980. - Magnetismo de Las Rocas. Ed. Eudeba, Argenti--
 na. 351 p.
- VENEGAS, S., HERRERA, F. y MACIEL, F., 1985. - Algunas caracte--
 rísticas de la Faja Volcánica Mexicana y de sus re--
 cursos geotérmicos. Geofísica Internacional. Volú--
 men especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano,
 Parte 1. Ed. Verma, Vol. 24-1, pp. 47-81.

WOOD, CH , 1979. - Morphometric evolution of cinder cones. Journal of volcanology and geothermal research. Ed. Elsevier scientific publishing Company. pp. 387-413.

WYLLIE, J., 1976. - The Way the earth works. Ed. J. W. and sons. E.U. A.

CARTAS Y MAPAS.

AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGIST, 1981. - Plate - Tectonic Map of the Circum Pacific Región, Northeast quadrant, Circum-Pacific Council for Energy and -- Mineral Resources. 1: 10,000,000.

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD, 1978. - Cartografía geológica regional para el aprovechamiento geotérmico en la - zona de Ixtlán de Los Hervores - Los Negritos - Agua Caliente, en los estados de Michoacán y Jalisco. - - 1: 10,000. Inédito.

DIRECCION GENERAL DE GEOGRAFIA, 1970. - Carta de Declinación magnética. 1: 5,000,000.

DIRECCION GENERAL DE GEOGRAFIA, 1981. - Carta fisiográfica, hoja Guadalajara. 1: 1,000,000.

GUERRA, P., 1976. - Mapa de interpretación preliminar de la Tectónica Mexicana en las imágenes de satélite artificial Land sat - 1. 1:2,000,000.

INSTITUTO DE GEOLOGIA, U.N.A.M., 1970. - Carta de Climas, Hoja - Guadalajara 13Q - (IV) escala 1:100,000.

A N E X O S

A N E X O 1

REPORTES PETROGRAFICOS DE LOS SITIOS
TRABAJADOS CON ESTUDIO PALEOMAGNETICO



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio A, núcleo 5 Lámina Lám. A-5
Colector Alor-Uribe Localidad "Chilchota"
Carta Zamora escala 1: 50,000 Coordenadas 19° 59.39' N, 102° 6.96' W
Clave E13 B-19 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio A. Roca muy compacta, poco fracturada color gris oscuro con desarrollo de escaso suelo.

Estructuras primarias estructura de derrame

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Superior

Estudio petrográfico

Descripción megoscópica Roca compacta, gris oscuro, de textura afanítica con venillas de alteración, minerales observables: ferromagnesianos, óxidos.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Andesina, oligoclasa</u>	<u>opacos</u>	<u>--</u>
<u>Olivino, hiperstena</u>	<u>apatito</u>	<u>--</u>
<u>---</u>	<u>--</u>	<u>--</u>

Textura Textura traquítica

Clasificación Andesita de hiperstena y olivino

Origen Ignea extrusiva intermedia

Observaciones matriz de vidrio y apatito

Detalle x 10, x 25

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio B, núcleo 10 Lámina Lám. B-10
Colector Alor - Uribe Localidad "El Derrumbadero"
Carta Zamora Coordenadas 19° 46.05'N, 102° 0.75'W
Clavé E 13 B-19 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio B. Roca de frente de colada muy - -
fracturada color café oscuro desarrollando un suelo.

Estructuras primarias derrame

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Medio

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta, gris oscuro, de textura afanítica,
con vesículas parcialmente rellenas de cuarzo, se observan plagioclasas.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Andesina, oligoclasa, labradorita</u>	<u>opacos</u>	<u>hematita</u>
<u>hiperstena</u>	<u>piroxenos</u>	<u>sericita</u>
	<u>vidrio</u>	<u>--</u>

Textura Textura traquítica.

Clasificación Andesita de hiperstena.

Origen Ignea extrusiva intermedia.

Observaciones Matriz de vidrio y piroxenos

Detalle x 3.5, x 10

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio C, núcleo 17 Lámina Lám. C-17
Colector Alor - Uribe Localidad "El pueblito"
Carta Zacapu Coordenadas 19° 49.23' N, 101° 55.02' W
Clavé E 14 A-11 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio C. Roca compacta, afectada por intemperismo mecánico desarrollando bloques.

Estructuras primarias derrame

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Medio.

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta, gris oscuro, textura afanítica con vesículas finas, se observan plagioclasas.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Andesina, labradorita, oligoclasa</u>	<u>opacos</u>	<u>--</u>
<u>Olivino</u>	<u>apatito</u>	<u>--</u>
<u>Pigeonita</u>	<u>--</u>	<u>--</u>

Textura Textura Subofítica.

Clasificación Andesita basáltica de olivino

Origen Ignea extrusiva intermedia

Observaciones Plagioclasas zoneadas, matriz de plagioclasas y apatito.

Detalle x 10, x 25

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio D, núcleo 28 Lámina Lám. D-28
Colector Alor - Uribe Localidad "El Caracol"
Carta Zacapu Coordenadas 19° 57.56'N, 101° 41.53'W
Clave E 14 A-11 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Roca poco compacta, con vesículas que definen planos de fracturamiento desarrollando un suelo de 20 a 30 cm.

Estructuras primarias derrame

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Medio

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta, gris oscuro, textura afanítica vesículas finas parcialmente rellenas de cuarzo, se observan plagioclasas.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Labradorita, andesina</u>	<u>opacos</u>	<u>sericita</u>
<u>Olivino, hiperstena</u>	<u>apatito</u>	<u>--</u>
<u>Hornblenda, augita, pigeonita</u>	<u>--</u>	<u>--</u>

Textura Textura Ofítica.

Clasificación Basalto de olivino y piroxenos.

Origen Ignea extrusiva básica

Observaciones Matriz de piroxenos y vidrio. Plagioclasas zoneadas.

Detalle x 3.5, x 10, x 20

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio E, núcleo 38 Lámina Lám. E-38
Colector Alor - Uribe Localidad "La Mina"
Carta Pátzcuaro Coordenadas 19° 43.16'N, 101°25.75'W
Clave E 14 A-22 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio E. Roca muy compacta que intemperiza en bloques color gris oscuro en contacto con tobas.

Estructuras primarias derrame de cono cinerítico

Estructuras secundarias escaso fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Superior

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta, gris oscuro, textura afanítica se observan plagioclasas.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Labradorita, andesina</u>	<u>opacos</u>	<u>--</u>
<u>Olivino</u>	<u>piroxenos</u>	<u>--</u>
<u> </u>	<u> </u>	<u> </u>

Textura Textura hialoofítica

Clasificación Basalto de olivino

Origen Ignea extrusiva básica

Observaciones Matriz de vidrio y plagioclasas

Detalle x 10, x 20

Fecha Agosto de 1985



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional Petrografía

Muestra Sitio F, núcleo 43 Lámina Lám. F-43
Colector Alor - Uribe Localidad "El Melón"
Carta Pátzcuaro Coordenadas 19°40.3'N, 101°25.2'W
Clave E 14 A-22 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio F. Roca poco compacta, muy fracturada
color gris claro desarrollando suelos poco profundos.

Estructuras primarias derrame de cono cinerítico

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Medio

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta, gris oscuro, textura afanítica
vesículas finas alargadas con paredes oxidadas, se observan plagioclasas

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Labradorita, andesina</u>	<u>opacos</u>	<u>--</u>
<u>Piroxenos</u>	<u>apatito</u>	<u>--</u>
<u>- -</u>	<u>vidrio</u>	<u>--</u>

Textura Textura pilotaxítica

Clasificación Basalto andesítico

Origen Ignea extrusiva básica

Observaciones Matriz de plagioclasas, piroxenos y vidrio

Detalle x 10, x 25, x 40

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio G, núcleo 55 Lámina Lám. G-55
Colector Alor - Uribe Localidad "Rancho Seco"
Carta Pátzcuaro Coordenadas 19° 37.45'N, 101° 27.62'W
Clave E 14 A-22 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio G. Roca muy compacta, poco fracturada que intemperiza en bloques y presenta vesículas aplastadas.

Estructuras primarias derrame

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Medio.

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta gris oscuro, textura afanítica vesículas grandes a largadas, algunas parcialmente rellenas de cuarzo.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Andesina, labradorita</u>	<u>opacos</u>	<u>--</u>
<u>Hiperstena</u>	<u>vidrio</u>	<u>--</u>
<u>Augita</u>	<u>--</u>	<u>--</u>

Textura Textura traquítica.

Clasificación Andesita basáltica de hiperstena

Origen Ignea extrusiva intermedia

Observaciones Matriz de plagioclasas, piroxenos y vidrio.

Detalle x 10, x 25, x 40

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio II, núcleo 57 Lámina Lám. H-57
Colector Alor - Uribe Localidad "Tanaco"
Carta Zamora Coordenadas 19°45'N, 102°2.8'W
Clave E 13 B-19 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio II. Roca muy compacta con una costra vítreo color negro intemperizando en bloques grandes

Estructuras primarias derrame

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Medio

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta, gris oscuro, textura afanítica vesicular muy finas, se observan plagioclasas y óxidos.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Andesina, Oligoclasa</u>	<u>opacos</u>	<u>--</u>
<u>Hiperstena, olivino</u>	<u>apatito</u>	<u>--</u>
<u>--</u>	<u>--</u>	<u>--</u>

Textura Textura pilotaxítica

Clasificación Andesita de hiperstena y olivino

Origen Ignea extrusiva intermedia

Observaciones Matriz de plagioclasas y apatito

Detalle x 10, x 25, x 40

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio J, núcleo 68 Lámina Lám. J-68
Colector Alor - Uribe Localidad "Ocumicho"
Carta Zamora Coordenadas 19°47.7'N, 102°12.93'W
Clave E 13 B-19 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio J. Roca compacta muy vesicular
intemperizando en grandes bloques.

Estructuras primarias derrame

Estructuras secundarias escaso fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Medio

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta, negro, textura afanítica muy
vesicular, se observan algunas plagioclasas

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Andesina, labradorita</u>	<u>opacos</u>	<u>--</u>
<u>Hiperstena</u>	<u>apatito</u>	<u>--</u>
<u>Augita, pigeonita</u>	<u>vidrio</u>	<u>--</u>

Textura Textura traquítica

Clasificación Andesita basáltica de piroxenos

Origen Ignea extrusiva intermedia

Observaciones Matriz de vidrio y plagioclasas

Detalle x 10, x 25

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio K, núcleo 78 Lámina Lám. K-78
Colector Alor - Uribe Localidad "Banco de material"
Carta Ecuandureo Coordenadas 20°10.95'N, 102°10.05'W
Clave F 13 D-39 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio K. Roca compacta con vesículas aplastadas que esta pseudoestratificada con toba de lapilli. Banco.

Estructuras primarias derrame de estrato-volcán

Estructuras secundarias escaso fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Pleistoceno Medio

Estudio petrográfico

Descripción megoscópica Roca compacta, gris claro, textura afanítica vesículas alargadas con paredes cubiertas de cuarzo, se observan plagioclasas.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Andesina, labradorita</u>	<u>opacos</u>	<u>Iddingsita</u>
<u>Olivino, hornblenda</u>	<u>--</u>	<u>Hematita</u>
<u>Augita, hiperstena</u>	<u>--</u>	<u>--</u>

Textura Textura ofítica

Clasificación Andesita basáltica de piroxenos y olivino

Origen Ignea extrusiva intermedia

Observaciones Plagioclasas zonadas, matriz de vidrio y piroxenos

Detalle x 10, x 25

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio L, núcleo 82 Lámina Lám. L-82
Colector Alor - Uribe Localidad "Cerro Microondas"
Carta La Piedad de Cabadas Coordenadas 20°19.35'N, 102°6.05'W
Clave F 13 D-79 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio L. Roca compacta, muy vesicular, muy fracturada, intemperizando en bloques y desarrollando suelos.

Estructuras primarias derrame de estrato-volcán

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Terciario, Plioceno Superior

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta, gris claro, textura porfídica vesicular, se observan plagioclasas y ferromagnesianos

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Andesina, labradorita</u>	<u>opacos</u>	<u>Iddingsita</u>
<u>Olivino, hornblenda</u>	<u>lamprobolita</u>	<u>--</u>
<u>Augita</u>	<u>vidrio</u>	<u>--</u>

Textura Textura traquítica

Clasificación Andesita basáltica de olivino y piroxenos

Origen Ignea extrusiva intermedia

Observaciones Matriz de vidrio, plagioclasas zoneadas

Detalle x 10, x 25

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio M, núcleo 95 Lámina Lám. M-95
Colector Alor - Uribe Localidad "El Coruco"
Carta Villa Chavinda Coordenadas 19°10.44'N, 102°23.32'W
Clave F 13 D-88 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio M. Roca compacta, muy fracturada
intemperizando en bloques desarrollando escaso suelo.

Estructuras primarias derrame

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfico probable Cuaternario, Pleistoceno Inferior

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca muy compacta, gris oscura, de textura
afanítica, vesículas pequeñas y alargadas.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Andesina, labradorita</u>	<u>opacos</u>	<u>hematita</u>
<u>Hiperstena</u>	<u>--</u>	<u>--</u>
<u>--</u>	<u>--</u>	<u>--</u>

Textura Textura traquítica

Clasificación Andesita de hiperstena

Origen Ignea extrusiva intermedia

Observaciones Matriz de vidrio hematizado

Detalle x 25, x 40

Fecha Agosto de 1985.



FACULTAD DE INGENIERIA

Tesis Profesional

Petrografía

Muestra Sitio N, núcleo 101 Lám. N-101
Colector Alor - Uribe Localidad "La Calera"
Carta Villa Chavinda Coordenadas 20°1.46'N, 102°23.96'W
Clave F 13 D-88 Estado Michoacán

Descripción del afloramiento Sitio N. Roca compacta, muy fracturada
intemperizando en bloques, el fracturamiento tiene una actitud definida.

Estructuras primarias derrame

Estructuras secundarias fracturamiento

Unidad estratigráfica probable Cuaternario, Holoceno

Estudio petrográfico

Descripción megascópica Roca compacta, gris oscuro, textura afanítica
vesículas alargadas de paredes cubiertas parcialmente de óxidos.

Minerales primarios	Accesorios	Secundarios
<u>Labradorita, andesina</u>	<u>opacos</u>	<u>hematita</u>
<u>Augita</u>	<u>apatito</u>	<u>--</u>
<u>Piroxenos</u>	<u>--</u>	<u>--</u>

Textura Textura traquítica

Clasificación basalto andesítico de augita

Origen Ignea extrusiva básica

Observaciones Matriz de vid rio hematizado y piroxenos

Detalle x 10, x 25, x 40

Fecha Agosto de 1985.

A N E X O II
ANALISIS QUIMICO POR ELEMENTOS

CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

LABORATORIO FISICOQUIMICO

A: ING. RAUL CRUZ RIOS
Gerencia de Estudios Especiales (16)

EJE NEOVOLCANICO/1

Junio 27 de 1985.

Procedencia Michoacán

Objeto de estudio

Tipo de material

Proyecto Eje Neovolcánico

Solicitud 127-85 Fecha Junio 13, 1985.

MUESTRA	DATOS		ANALISIS			
			Na %	K %	Mg %	Ca %
2994	ENAU-17	Derrames andesíticos	1.40	1.55	1.25	3.47
2995	10	"	0.80	0.80	2.79	3.82
2996	21	"	0.10	1.26	1.02	5.95
2997	ENK	"	1.40	0.67	2.55	5.24

Nota : ENAU -17 = punto 12
ENAU -10 = punto 5
ENAU -21 = punto 37
ENK = punto 10

Observaciones Método empleado: Na y K ataque con H_2SO_4 y ET recuperación con - agua medición en flammómetro. Ca volumétrico. Mg gravimétrico.

Dirección General
Dirección Técnica
Laboratorio

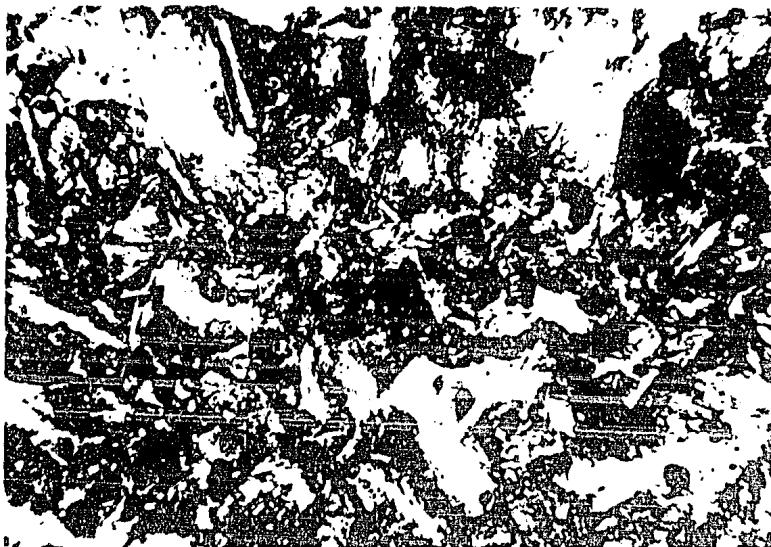
Analizó
P. Q. RAUL CRUZ RIOS

ING. JOAQUIN RODRIGUEZ E.
Jefe del Laboratorio

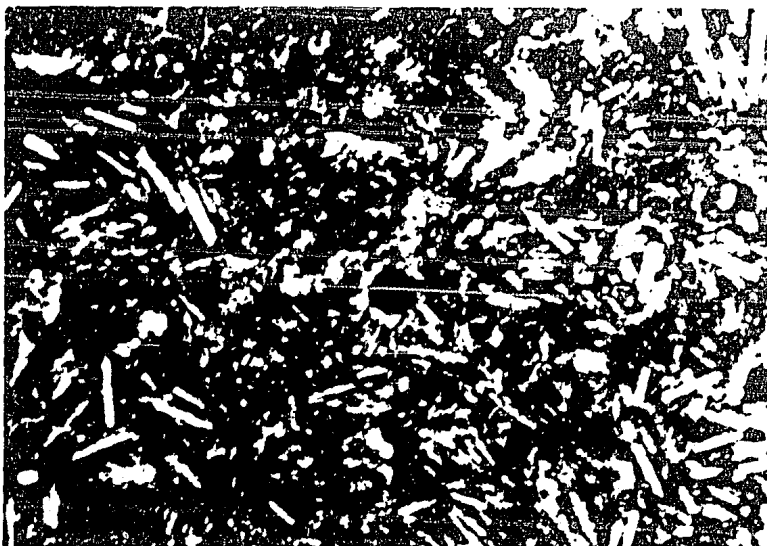
c.c.p.
ING.

A N E X O III

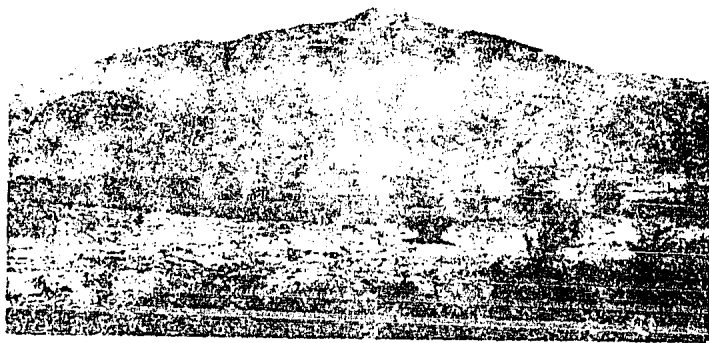
F O T O G R A F I A S



Muestra K-78. Textura offtica con mineralogfa de plagio
clclas, anfboles , olivino y opacos en matriz de vidrio
y piroxenos. (x10, luz paralela).



Muestra F-43. Textura pilotaxftica con mineralogfa de pla
gioclasas, piroxenos, apatito y opacos en matriz de vidrio
y piroxenos. (x 10, luz paralela).



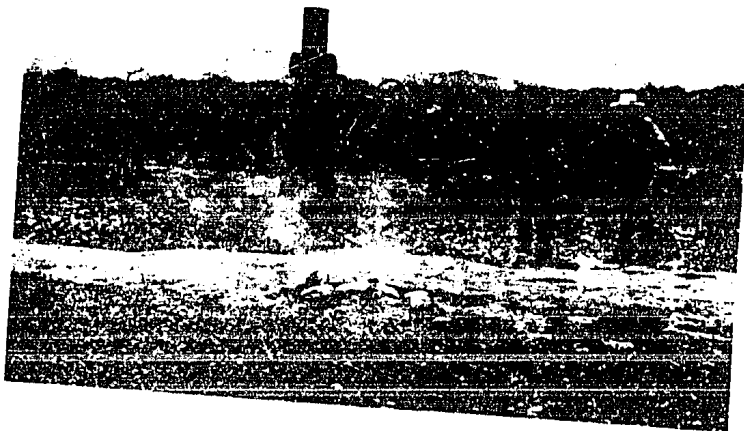
Fotografía 1. Cerro El Muerto visto desde el Platanales.



Fotografía 2. Ciénaga de Chapala vista desde Pajacuarán.



Fotografía 3. Vista hacia el oeste del plano de la Falla Pajacuarán.



Fotografía 4. Pozo geotérmico en la zona de Ixtlán de Los Hervores.



Fotografía 5. Banco de material al noreste de la cuadrícula donde se localiza el sitio "K".